SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

Mitteilungen der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 1

QE
701
M96
S1

INHALT

DEHM, RICHARD: Ein zweiter Seeigel, *Porechinus porosus* nov. gen. nov. spec., aus dem rheinischen Unter-Devon (Tafel 1) 1

RIEVERS †, JOHANNES: Eine neue *Pyrgocystis* (Echinod., Edrioasteroidea) aus den Bundenbacher Dachschiefern (Devon) (Tafel 2) 9

DEHM, RICHARD: Über *Pyrgocystis (Rhenopyrgus* nov. subgen.) *coronaeformis* RIEVERS aus dem rheinischen Unter-Devon 13

RIEVERS †, JOHANNES: Zur Entstehung des Bundenbacher Dachschiefers und seiner Versteinerungen 19

BARTHEL, K. WERNER: Zum Alter der Riffkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau 23

BARTHEL, K. WERNER: HUBERT G. SCHENCK † 25

DEHM, RICHARD: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes (Tafel 3—4) . 27

DEHM, RICHARD: Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere 57

MÜNCHEN, 15. MÄRZ 1961

Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
München 2, Richard-Wagner-Straße 10

SMITHSONIAN
JUN 22 1961
LIBRARIES

147

Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1, 1—8. München, 15. März 1961

Ein zweiter Seeigel, Porechinus porosus nov. gen. nov. spec., aus dem rheinischen Unter-Devon

Von Richard Dehm, München

Mit 3 Abbildungen und Tafel 1

Zusammenfassung

Aus den Bundenbacher Schiefern des rheinischen Unter-Devons, und zwar von Bundenbach im Hunsrück, wird ein zweiter Seeigelfund beschrieben und abgebildet. Die Schale, ohne Scheitel- und Mundfeld, zeigt zweireihige Ambulakralfelder mit uniserialen, schräg stehenden Porenpaaren und fünfreihige Interambulakralfelder. Alle Platten tragen grubige Oberfläche; sehr feine Stacheln häufen sich in der Nähe der Ambulakralfelder. Die Anordnung und Zahl der Platten sowie das Fehlen (bzw. die geringe Ausbildung) einer dachziegelartigen Lagerung der Platten bringen die neue Form in die Nähe der Palaechinidae, während die erstbeschriebene Gattung *Rhenechinus* Dehm 1953 zu den Lepidocentridae gehört. Nach der Mittellage der Porenpaare auf den Ambulakralia stellt sich die neue Gattung zwischen die älteren, silurischen Gattungen, bei denen die Porenpaare meist nahe der Mediansutur liegen, und die jüngeren, devonischen und karbonischen Gattungen, deren Porenpaare meist nahe an die Interambulakral-Sutur heranrücken.

Inhalt

Einleitung.

A. Beschreibung des Fundstückes: 1. Erhaltungszustand, 2. Größe und Gestalt, 3. Orientierung, 4. Ambulakral- und Interambulakral-Felder.

B. Auswertung: 5. Stellung innerhalb der paläozoischen Echinoidea, 6. *Porechinus porosus* nov. gen. nov. sp., 7. Familienzugehörigkeit und stammesgeschichtliche Stellung des *Porechinus* nov. gen., 8. Lebensweise.

Schriftenverzeichnis. Tafel-Erläuterung.

Einleitung

Nach dem ersten Seeigelfund aus den unterdevonischen Bundenbacher Schiefern, *Rhenechinus hopstätteri* Dehm 1953, dem ersten unterdevonischen Seeigel überhaupt, kann nunmehr ein weiterer mitgeteilt werden. Frau Maria Bodtländer-Gross in Bundenbach, die sich seit Jahren mit großem Eifer und Verständnis der Präparation Bundenbacher Fossilien widmet, verdanke ich eine Platte aus den Schiefergruben von Bundenbach mit einem Seeigel. In mehreren auffallenden Merkmalen erweist sich dieser nicht nur von dem ersten Fund, sondern auch von allen bisher bekannten Seeigeln verschieden und bereichert unsere Kenntnis der Bundenbacher Fauna um eine weitere Echinodermen-Familie.

Nicht aus den unterdevonischen Hunsrückschiefern, von wo ihn Mortensen (1935, S. 65) und Regnéll (1956, S. 157) irrtümlich angeben, stammt *Tornqui-*

SMITHSONIAN INSTITUTION AUG 28 1962

stellus BERG. Diese Gattung ist auf einzelne Platten aus dem fossilführenden Unter-Karbon von der Lokalität Hunsrücken (sic!, nicht Hunsrück) des östlichen Roßbergmassivs in den Südvogesen im Elsaß gegründet (TORNQUIST 1897, S. 2, 63—64; vgl. DEHM 1953, S. 92, Fußnote 1).

Die Aufnahmen zu Tafel 1 verdanke ich Herrn Dr. A. v. HILLEBRANDT in München.

A. Beschreibung des Fundstückes

1. Erhaltungszustand

Die Zusammenpressung des ursprünglichen Tonschlammes zum festen Tonschiefer hat das Gehäuse des Seeigels in der Weise betroffen, daß die meisten Platten aus ihrem ursprünglichen Verband gelöst, gegeneinander verschoben und zum Teil umgedreht worden sind. An einigen Stellen ist der ursprüngliche Zusammenhang einzelner Ambulakral- und Interambulakralplatten noch zu erkennen. Wegen ihrer Festigkeit sind nur wenige Platten zerbrochen. Eine große Anzahl von feinen Stacheln liegt auf den Platten zerstreut, besonders reichlich in der Nähe der Ambulakralreihen. Ein von Quarz ausgefüllter Sprung schneidet die Platte ab; die orale Region mit den Peristomplatten und dem Kieferapparat ist dadurch leider verloren.

2. Größe und Gestalt

Im jetzigen Zustand (Taf. 1 Fig. 1) beträgt die Breite des Gehäuses selbst 57 mm, den Stachelsaum hinzugerechnet, 62 mm; die erhaltene Höhe mißt 65 mm, die ergänzte Höhe dürfte 70 bis 75 mm betragen haben. Da die Platten in der Höhe nur wenig gegeneinander und untereinander geschoben erscheinen, kann die ursprüngliche Höhe des Gehäuses nur wenig geringer als die ergänzte sein; ich schätze sie auf 65 bis 70 mm, etwa 68 mm. Dagegen haben sich die Plattenreihen der Breite nach stärker verschoben; geht man von den Maßen eines Quintanten in der Äquatorebene aus, so ergeben 5×2 Ambulakralia mit je etwa 3 mm Länge und 5×5 Interambulakralia mit je etwa 4 mm Länge einen Kreisumfang von etwa 130 mm, welchem ein Durchmesser von etwa 40 bis 45 mm entspricht. Der neue Seeigel bleibt also an Größe mit etwa 68×45 mm hinter *Rhenechinus* mit 75×75 mm zurück. In der Gestalt war er, wie die Maße lehren, hoch ellipsoidisch, während *Rhenechinus* angenähert kugelige Form besessen hat.

3. Orientierung

Infolge der unvollständigen Erhaltung sind leider weder charakteristische Platten des Scheitelfeldes noch solche des Mundfeldes erkennbar; auch ist die Imbrikation undeutlich; die Orientierung des Gehäuses ist also zu diskutieren. Da bei Seeigeln in der Regel die Ambulakralia gegen das Scheitelfeld hin an Länge und Höhe auffallend abnehmen, gegen das Mundfeld jedoch weniger, so dürfte es richtig sein, am vorliegenden Stück das Scheitelfeld hiernach zu orientieren. Nach der Schräglage der Porenpaare auf den Ambulakralia die Orientierung durchzuführen, ist nicht eindeutig möglich; die der Ambulakral-Sutur nahe gelegene Pore kann scheitelwärts gerückt sein wie bei *Lepidechinus iowensis* JACKSON (1912, Taf. 63 Fig. 3) oder mundwärts liegen wie bei *Lepidechinus imbricatus* HALL (JACKSON 1912, Taf. 64 Fig. 1), *Palaechinus quadriserialis*

WRIGHT (ibidem Taf. 30 Fig. 1, 2, 5, 6) und *Maccoya intermedia* (KEEPING) (ibidem Taf. 33 Fig. 8). Müßte man aber das undeutbare Gebilde (Taf. 1 Fig. 1, oben links) als Teil des Kieferapparates betrachten, dann wäre die hier vorgenommene Orientierung natürlich umzudrehen.

4. Ambulakral- und Interambulakral-Felder

Die Platten des Gehäuses sind verhältnismäßig massiv und dick, besonders die Interambulakralia in den mittleren Reihen (Taf. 1 Fig. 3). Die gegenseitigen Berührungsflächen der Platten stehen meist senkrecht zur Plattenoberfläche; doch sind da und dort auch schwache Abschrägungen erkennbar. Einige auffallendere Abschrägungen sind zweifellos sekundär während der Präparation entstanden. Dachziegelartiges (imbrikates) Übereinandergreifen besaßen die Ambulakralia und Interambulakralia weder unter sich noch gegeneinander in typischer Weise; wenn überhaupt, war nur ein geringer Teil der Interambulakralia, und dieser nur schwach, aboral dachziegelartig angeordnet.

Die Stacheln sind einfach, fein längsgestreift und nicht durchbohrt; sie liegen verstreut in allen Regionen, häufen sich aber in der Nähe der Grenze der Ambulakralia gegen die Interambulakralia (Taf. 1 Fig. 4). Eine ähnliche, feine, ungleichmäßige Bestachelung zeigen *Oligoporus danae* (MEEK & WORTHEN) (JACKSON 1912, Taf. 47 Fig. 13), *Melonechinus crassus* (HAMBACH) (ibidem Taf. 51, Fig. 6, S. 368) und *Palaechinus (?) minor* JACKSON (ibidem Taf. 31 Fig. 5).

In ganz ungewöhnlicher Weise ist die Oberfläche aller Platten nicht glatt oder höckerig, sondern fein grubig. Je nach der Größe der Platte zählt man 90 bis 140 Grübchen auf den Interambulakralia und bis zu 25 auf den Ambulakralia. Wo die Oberfläche etwas abgerieben wird, verwischen sich die Grübchen. Die Unterseite der Platten, an mehreren Stellen erkennbar, ist völlig glatt. Bei den Echinoidea sind gröbere oder feinere Höckerskulpturen der Platten weit verbreitet, aber eine vergleichbare Grübchenskulptur finde ich unter den paläozoischen Seeigeln nicht. Unter den Cystoideen tritt sehr selten eine ähnliche grubige Oberflächenbildung auf, so bei *Callocystites jewetti* HALL (JAEKEL 1899, S. 291 „Oberfläche grubig skulpturiert", Taf. 15 Fig. 1, 1a). Zwischen den Grübchen bleiben in unregelmäßiger Weise Stellen frei, offenbar als Ansatzpunkte für die feinen Stacheln.

Die Ambulakral-Felder werden von nur je zwei Reihen ziemlich kleiner, in der Gestalt nicht ganz gleicher Ambulakralia gebildet (Taf. 1 Fig. 2); ob regelmäßig jedes dritte Plättchen größer war, so wie bei *Lepidocidaris*, kann nicht sicher erkannt werden. Auf 1 Interambulakrale treffen 3 oder 4 Ambulakralia. Die Porenpaare sind nicht auf einem besonders umgrenzten Feldchen vereinigt; sie stehen, soweit man es verfolgen kann, uniserial. Meist befinden sie sich in der Mitte der Ambulakraltäfelchen (Abb. 2), nicht wie gewöhnlich näher dem Rand gegen die Interambulakralia; außerdem sind sie schräg gestellt, wobei die der Mediansutur nähere Pore ganz an den aboralen Rand zu liegen kommt.

Daß in den Interambulakral-Feldern die Zahl der Plattenreihen maximal fünf betragen hat, läßt sich aus den unversehrten Stellen im Zusammenhang mit der Zahl, Gestalt und Größe der Platten wahrscheinlich machen. Die adambulakralen Platten — an ihren Kontaktstellen für die kleinen, ambulakralen Plättchen erkennbar — besitzen länglich fünf- bis siebeneckigen Umriß;

die mittleren Platten sind meist länglich sechseckig. Die Plattenanordnung war demnach ebenso regelmäßig wie bei den Arten der Gattung *Palaechinus*. An dem vorliegenden Stück treffen etwa 15 Interambulakralia und etwa 50 Ambulakralia auf die ganze Höhe jeden Feldes; die das Scheitelfeld und das Mundfeld berührenden Platten fehlen.

B. Auswertung

5. Stellung innerhalb der paläozoischen Echinoidea

Daß es sich bei unserer Form um einen Angehörigen der Perischoechinoidea (im Sinne Zittel's; Melonechinoidea nach Mortensen) handelt, geht aus der die Zahl 2 überschreitenden Anzahl der Interambulakral-Reihen hervor. Da von einer ausgesprochen imbrikaten Anordnung der Platten keine Rede sein kann, kommen diejenigen Gattungen, für welche die stark imbrikate Anordnung kennzeichnend ist, nicht für den Vergleich in Frage: *Myriastiches, Aulechinus, Lepidocentrus, Pholidocidaris, Lepidesthes, Perischodomus, Pholidechinus, Meekechinus, Ectinechinus* und *Rhenechinus*. Ferner scheiden auch jene Gattungen aus, welche in dem wichtigen Merkmal der Ambulakralreihen-Zahl die ursprüngliche Zweizahl überschreiten: *Lovenechinus, Oligoporus, Melonechinus, Gotlandechinus* Regnéll 1956, *Echinocystis, Fournierechinus, Perischocidaris, Eupholidocidaris* Kier 1956, *Jacksonechinus*. Wegen des Besitzes kräftiger, umwallter Stachelwarzen stehen auf einer besonderen Linie: *Lepidocidaris, Proterocidaris, Devonocidaris, Deneechinus, Albertechinus* Stearn 1956 und *Polytaxicidaris* Kier 1958. Mit Sondermerkmalen stellen sich abseits: mit meist viereckigen Interambulakralia *Koninckocidaris, Lepidechinoides* und *Lepidocentrus;* mit petaloiden Ambulakralfeldern *Hyattechinus,* mit sehr niedrigen Ambulakralia *Palaeodiscus,* mit nur 1 Ambulakralreihe *Cravenechinus* Hawkins 1946.

Zum Vergleich bleiben *Lepidechinus, Palaechinus* und *Maccoya* übrig; sie stehen in Gestalt und Anordnung der Platten näher als die übrigen. Zwar gehören *Palaechinus* und *Maccoya* zu den Palaechinida (nicht imbrikat) und *Lepidechinus* zu den Echinocystitoidea = Lepidocentrida (imbrikat); aber innerhalb der Gattung *Lepidechinus* ist die Art *tessellatus* Jackson (1912, S. 398) viel weniger imbrikat als die Typus-Art *imbricatus* Hall. Einer direkten Vereinigung der Bundenbacher Form mit einer dieser drei Gattungen stehen gewichtige Merkmale entgegen: bei *Lepidechinus* die wenn auch verschieden stark, so doch deutlich imbrikate Anordnung der Platten; bei *Palaechinus* die gleichgroßen Ambulakralia mit den nahe dem Rand gegen die Interambulakralia gelegenen Porenpaaren; bei *Maccoya* die biseriale Anordnung der Porenpaare auf den Ambulakralia, die sehr niedrigen und alternierend am Ende verbreiterten bzw. zugespitzten Ambulakralia. Gegenüber allen drei Gattungen stehen die besonderen Merkmale unseres Seeigels, die schräge Lage der Porenpaare nahe der Mitte der Ambulakralia und das grubige Oberflächenrelief aller Platten.

Der Bundenbacher Fund stellt also eine neue Gattung und Art vor.

6. Porechinus porosus nov. gen. nov. spec.

Diagnose der Gattung und bisher einzigen Art: Angehöriger der Perischoechinoidea (mit mehrreihigen Interambulakral-Feldern), vergleichbar mit *Palaechinus* M'Coy 1844 (2-Zahl der Ambulakralreihen, 4—5-Zahl der Inter-

ambulakralreihen, Dicke der Platten und ? Fehlen der imbrikaten Plattenanordnung), von diesem unterschieden durch schräg in der Mitte der Ambulakralia liegende Porenpaare, durch grubige Oberfläche aller Platten (und ? durch stellenweise ganz schwach imbrikate Plattenanordnung).

Holotypus: Hauptteil der Schale bis nahe an das Ober- und Unterende, auf Platte des unterdevonischen Hunsrückschiefers von Bundenbach im Rheinland über Kirn an der Nahe. Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München, 1960 I 164. Gattungs- und Artname beziehen sich auf die grubige Oberflächenskulptur.

7. Familien-Zugehörigkeit und stammesgeschichtliche Stellung des Porechinus nov. gen.

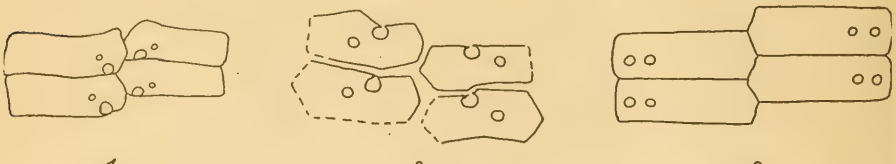
Wieder, wie schon so oft seit hundert Jahren, liegt ein einzelner Fund eines paläozoischen Seeigels vor, welcher sich durch Sondermerkmale auszeichnet und nicht ohne Bruch einer der bestehenden Familien eingereiht werden kann. Wegen des Mangels einer ausgeprägten Dachziegelanordnung der Platten bleiben die Echinocystitoidea (= Lepidocentrida) außer Betracht. R. GN L (1956, S. 158—163) hat für seinen *Gotlandechinus balticus* n. gen. n. sp. aus dem Obersilur von Gotland eine eigene Familie errichtet. *Gotlandechinus* unterscheidet sich von den unter Palaechinidae vereinigten Gattungen kaum stärker als *Porechinus* nov. gen.; für diesen müßte dann gleichfalls eine neue Familie aufgestellt werden. Nachdem aber durch JACKSON 1912, MORTENSEN 1935 und DURHAM & MELVILLE 1957 die Familien-Gliederung innerhalb der Perischoechinoidea verschieden vorgenommen wird, dürfte es angesichts der immer noch außerordentlich großen Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse der paläozoischen Seeigel geraten sein, DURHAM & MELVILLE (1957, S. 250) zu folgen und die Familien vorerst recht weit zu fassen. Es scheint mir dies im vorliegenden Fall auch deshalb geboten, weil das Sondermerkmal der grubigen Plattenoberfläche nicht endgültig bewertet werden kann; denn bei den Cystoideen wird die vereinzelt bei *Callocystites* auftretende grubige Skulptur lediglich als Artmerkmal innerhalb einer Gattung gewertet (JAEKEL 1899, S. 291). So scheint mir *Porechinus* nov. gen. zunächst einen Platz bei den Palaechinidae oder in ihrer Nähe zu finden.

Die Palaechinidae-Gattungen *Palaechinus (= Palaeechinus), Maccoya, Lovenechinus, Oligoporus* und der sehr verbreitete *Melonechinus* werden von allen Bearbeitern als ein früh spezialisierter Seitenzweig innerhalb der Perischoechinoidea betrachtet. Bis vor kurzem waren sie nur aus dem Unterkarbon bekannt, hieraus aber in weiter Verbreitung in West- und Mitteleuropa, in Osteuropa (IWANOWA 1958, S. 136), in Nordamerika und vermutlich auch in Nordafrika. Mit *Gotlandechinus* ist eine zweifellos nahe verwandte Form in Obersilur nachgewiesen.

Der unterdevonische *Porechinus* nov. gen. stellt nun zwar vom Obersilur die zeitliche Verbindung zum Unterkarbon, der Blütezeit der Familie, her; aber seine Sondermerkmale erlauben nicht, ihn in eine bestimmte Stammlinie einzureihen. Wie *Rhenechinus* nimmt er jedoch in der Kombination seiner einzelnen Merkmale eine Zwischenstellung zwischen primitiven und weit differenzierten Formen ein. Zu den primitiven Merkmalen gehören die mäßige Größe, die normale Zweizahl der Ambulakralreihen, die mäßige Fünfzahl der Interambulakralreihen, die geringe (bzw. fehlende) Imbrikation und das Fehlen von kräftigen, umwallten und durchbohrten Stachelwarzen. Die fortschrittlichen, bzw. besonderen Eigenschaften

stellen die ungleiche Verteilung der Stacheln, die grubige Oberfläche der Platten und die Schrägstellung der Porenpaare dar.

In der speziellen Lage der Porenpaare scheinen mir nun die zeitliche Zwischenstellung und die phylogenetische Höhe des Bundenbacher *Porechinus* nov. gen. besonders zum Ausdruck zu kommen.



1 2 3

Abb. 1—3: Die Verlagerung der Porenpaare auf den Ambulakralia paläozoischer Seeigel von der Mediansutur (1) über die Mitte (2) zum Interambulakralrand (3), und zwar
(1) *Ectinechinus lamonti* MacBride & Spencer 1938 aus dem Ob. Ordovicium von Schottland (nach Mortensen 1940, Abb. 179, S. 346).
(2) *Porechinus porosus* nov. gen. nov. spec. aus dem Unterdevon des Rheinlandes.
(3) *Palaechinus elegans* M'Coy 1844 aus dem Unterkarbon von Irland (nach Mortensen 1935, Abb. 13, S. 30).

Überblickt man nämlich die Gattungen der Echinocystitoidea und Palaechinoidea mit zwei Ambulakralreihen und unterscheidet in der Lage der Porenpaare drei Möglichkeiten, nämlich

a) Porenpaare liegen ganz nahe der Mediansutur (Abb. 1),
b) Porenpaare liegen etwa in der Mitte der Ambulakraltäfelchen (Abb. 2),
c) Porenpaare liegen nahe dem Rand gegen die Interambulakralia (Abb. 3),

so ergibt sich folgende zeitliche Verteilung der Gattungen:

	a)	b)	c)
Unter-Silur (Ordovicium): *Aulechinus, Ectinechinus, Eothuria*	3	—	—
Ober-Silur (Gotlandium): *Myriastiches, Koninckocidaris; Palaeodiscus*	2	1	—
Unter-Devon: *Porechinus* nov. gen.	—	1	—
Mittel-Devon: *Lepidechinoides; Lepidocentrus*	1	—	1
Ober-Devon: *Lepidechinoides; Lepidocentrus, Albertechinus*	1	—	2
Unter-Karbon: *Koninckocidaris; Palaechinus, Maccoya, Hyattechinus, Perischodomus, Lepidechinus, Pholidechinus, Lepidocidaris, Lepidocentrus*	1	—	8

Es zeigt sich also vom Unter-Silur bis zum Unter-Karbon deutlich eine allmähliche Verschiebung der Porenpaare von der Mediansutur über die Mitte zum Rand gegen die Interambulakralia hin, wobei unser *Porechinus* nov. gen. eine Mittelstellung einnimmt.

Dieser Vorgang hat nichts zu tun mit einer Erscheinung, auf welche Mortensen Gewicht gelegt hat. Er nimmt nämlich 1940 (S. 351—352) die von Gregory (1896, S. 133) aufgestellte Familie Palaeodiscidae wieder auf und vereinigt in ihr die Formen mit „offener Ambulakralfurche", *Aulechinus, Ectinechinus, Palaeodiscus, Myriastiches* und sehr wahrscheinlich *Koninckocidaris* und *Lepidechinoides*. Nach Durham & Melville (1956, S. 250) ist es aber keinesfalls sicher, daß bei diesen Gattungen eine echte Ambulakralfurche wie bei den Asterozoa vorhanden ist.

In dem augenfälligen Auseinanderweichen der Porenpaare dürfte m. E. eine adaptive Differenzierung des Ambulakralsystems zu vermuten sein. Bei den frühen Formen lagen die Ambulakral-Ampullen und die zugehörigen Ambulakral-Füßchen ganz nahe dem Radialkanal; im Laufe der Zeit rücken diese mehr und mehr vom Radialkanal ab, wobei sich die Verbindungskanäle verlängern mußten. Mit zunehmendem Abstand voneinander konnte sich vermutlich die Reichweite und damit die Wirksamkeit der Ambulakral-Füßchen erhöhen.

Auch diejenigen Gattungen der Echinocystitoidea und Palaechinoidea, welche mehr als zwei Ambulakralreihen besitzen, scheinen eine vergleichbare Entwicklung durchgemacht zu haben. Hält man nämlich bei diesen vier Fälle der Lage der Porenpaare auseinander, und zwar

a) Porenpaare liegen ganz nahe der Mediansutur,
b) Porenpaare liegen biserial jeweils in der Mitte der Ambulakralia,
c) Porenpaare liegen nahe dem Rand gegen die Interambulakralia,
d) Porenpaare liegen auf der ganzen (in 1 Falle: fast ganzen) Fläche des Ambulakralfeldes,

so ergibt sich folgender Verlauf der Entwicklung vom Ober-Silur bis zum Perm:

	a)	b)	c)	d)
Ober-Silur (Gotlandium): *Gotlandechinus; Echinocystis*	1	1	—	—
Unter-Devon: *Rhenechinus*	—	1	—	—
Ober-Devon: *Pholidocidaris, Lepidesthes*	—	—	—	2
Unter-Karbon: *Proterocidaris; Lovenechinus, Oligoporus, Melonechinus, Perischocidaris; Pholidocidaris, Lepidesthes, Fournierechinus*	—	1	4	3
Ober-Karbon: *Lepidesthes, Eupholidocidaris*	—	—	—	2
Perm: *Meekechinus*	—	—	—	1

Nur bei wenigen Gattungen kann man eine stammesgeschichtliche Reihe annehmen; die meisten stehen einstweilen noch recht isoliert. Immerhin aber darf man in der aufgezeigten Verschiebung der Porenlage eine ausgeprägte Entwicklungstendenz erkennen, welche ganz offensichtlich zugunsten der Zweizahl der Ambulakralreihen verläuft.

8. Lebensweise

Zur Lebensweise des *Porechinus* nov. gen. können die Erwägungen Mortensen's (1935, S. 33—34), die er für die Palaechinidae angestellt hat, übernommen werden. Die Gestalt im ganzen und der Besitz eines sehr feinen Stachelkleides lassen danach auf flaches, ruhiges Wasser mit reicher Vegetation, sicherlich nicht auf felsige Brandungsküste als Lebensraum schließen. Ähnliches gilt für *Rhenechinus*. Damit liegt natürlich nahe anzunehmen, daß für beide Seeigel-Gattungen der Einbettungsort, nämlich der Schlamm des ruhigen und wohl auch flachen Hunsrückschiefer-Meeres, zugleich Lebens- und Sterbeort war. Dieser einfachen Vorstellung widerspricht einstweilen die große Seltenheit von Seeigelfunden in den Hunsrückschiefern. Nachdem hier die Einbettung von Seelilien, Seesternen u. a. häufig strömungsbedingte Einregelungen zeigt, so muß man wohl auch für die seltenen Seeigel einen Transport vor der Einbettung annehmen; die Einbettung selbst aber muß rasch und ruhig vor sich gegangen sein, sonst hätten sich nicht in den beiden Fällen des *Rhenechinus* und *Porechinus* die zarten Stacheln im Verband der Schale erhalten.

Schriftenverzeichnis

Dehm, R., 1953: Rhenechinus hopstätteri nov. gen. nov. sp., ein Seeigel aus dem rheinischen Unter-Devon. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **81**, 88—95. Wiesbaden.

Durham, J. W. & Melville, R. V., 1957: A classification of echinoids. — J. Paleont. **31**, 242—272. Menasha, Wisc.

Gregory, J. W., 1897: On the affinities of the Echinothuriidae; and on Pedinothuria and Helikodiadema, two new genera of Echinoidea. — Geol. Soc. London, Quart. J. **53**, 112—122. London.

Hawkins, H. L., 1946: Cravenechinus, a new type of echinoid from the Carboniferous limestone. — Geol. Mag. **83**, 192—197. London.

Iwanowa, E. A., 1958: (Faunen-Entwicklung im Zusammenhang mit den Lebensbedingungen. Faunen-Entwicklung des unter- und mittelkarbonen Meeres im westlichen Teil des Moskauer Troges im Zusammenhang mit seiner Geschichte; Buch 3.) — Akad. Nauk SSSR. Trudy Paleont. Instit. **69**, 1—303. Moskwa (russisch).

Jackson, R. T., 1912: Phylogeny of the Echini, with a revision of Paleozoic species. — Mem. Boston Soc. Natur. Hist. **7**, 1—491. Boston.

Jackson, R. T., 1929: Paleozoic Echini of Belgium. — Mém. Mus. R. Hist. Natur. Belg. **38**, 1—74. Brüssel.

Jaekel, O., 1899: Stammesgeschichte der Pelmatozoen. — Springer, Berlin, 1—442.

Kier, P. M., 1953: A new Lower Carboniferous Echinoid from North America. — Geol. Mag. **90**, 65—69. Hertford, Herts.

Kier, P. M., 1954: A new Palaechinus from Alberta. — Ibidem **91**, 252—254.

Kier, P. M., 1956: New Genus of Echinoid from the Paleozoic of Ireland. — Ibidem **93**, 15—17.

Kier, P. M., 1957: A New Upper Carboniferous Echinoid from Texas. — Ibidem **94**, 326—328.

Kier, P. M., 1958: New American Paleozoic Echinoids. — Smithson. Miscell. Collect. **135**, 9, 1—16. Publ. 4337. Washington.

Mortensen, Th., 1935: A Monograph of the Echinoidea. II. Bothriocidaroidea, Melonechinoidea, Lepidocentroidea, and Stirodonta. — 1—79. Reitzel, Kopenhagen.

Mortensen, Th., 1940: A Monograph of the Echinoidea. III, 1. Aulodonta with additions to Vol. II (Lepidocentroidea and Stirodonta). — 341—352. Reitzel, Kopenhagen.

Regnéll, G., 1956: Silurian Echinoids from Gotland. — Ark. Miner. Geol. K. Svenska Vet. Akad. **2**, 155—178. Stockholm.

Stearn, C. W., 1956: A new echinoid from the Upper Devonian of Alberta. — J. Paleont. **30**, 741—746. Tulsa, Okla.

Tornquist, A., 1897: Das fossilführende Untercarbon am östlichen Roßbergmassiv in den Südvogesen. III. Beschreibung der Echinoiden-Fauna. — Abh. geol. Spec.-Kte. von Elsaß-Lothringen, **5**, 1—78. Straßburg.

Zittel, K. A. v., & Broili, F., 1924: Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). I. Invertebrata. 6. Auflage. 1—733. — München und Berlin.

Tafelerläuterung

Tafel 1

Porechinus porosus nov. gen. nov. spec., Holotypus; Unterdevon, Bundenbacher Schiefer, Bundenbach bei Kirn (Nahe); Sammlung München 1960 I 164.

Fig. 1: Gesamtaufnahme; die Täfelchen sind gegeneinander etwas verschoben; in der Mitte, links und rechts je ein Ambulakralfeld, dazwischen zwei Interambulakralfelder; am rechten oberen und am linken Rand Stachelsaum; natürliche Größe.

Fig. 2: Ausschnitt aus der Mitte des mittleren Ambulakralfeldes, in anderer Beleuchtung; die Ambulakraltäfelchen zeigen die Porenpaare in der Mitte; die große Interambulakralplatte links hat an ihrem rechten Rand Kontaktstellen für vier Ambulakralia; x 3,8.

Fig. 3: Ausschnitt aus der Mitte des rechten Interambulakralfeldes; fünf- bis siebenseitige Interambulakralia mit grubiger Oberfläche und verstreuten Stacheln; x 3,8.

Fig. 4: Ausschnitt aus dem rechten oberen Rand, etwas gedreht; Stacheln aus dem Bereich des rechten Ambulakralfeldes; die große Interambulakralplatte links zeigt ihre glatte Unterseite; x 4.

1

2

3

4

Tafel 1

Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1, 9—11. München, 15. März 1961

Eine neue Pyrgocystis (Echinod., Edrioasteroidea) aus den Bundenbacher Dachschiefern (Devon)

Von Johannes Rievers †, Enkirch an der Mosel

Mit Tafel 2

Aus dem Nachlaß herausgegeben von Richard Dehm, München

Vorwort des Herausgebers

Frau Henny Rievers-Bley in Enkirch (Mosel) hat mir in freundlicher Weise die nachgelassenen Aufzeichnungen ihres Gatten, des Herrn Johannes Rievers, Oberpostinspektor i. R., * 16. August 1880 zu Hamburg, † 12. Dezember 1955 zu Bonn, zur Durchsicht und eventuellen Verwertung überlassen. Gerne habe ich diese Aufgabe übernommen; hatte doch die Paläontologie in Johannes Rievers einen begeisterten Anhänger; hören wir ihn selbst!

„Mein Wunsch, Geologie studieren zu dürfen, wurde mir versagt. Deshalb ging ich in Hamburg als Beamter zur Reichspost und konnte mich nur nebenbei mit der Geologie beschäftigen.

Als Liebhaber von Versteinerungen hatte ich gute Beziehungen zum Geologischen Institut in Hamburg. Prof. Gripp von der dortigen Universität riet mir, mich auf die Bundenbacher Schiefer zu spezialisieren, weil die Schieferplatten flach sind und eine Sammlung von derartigen Versteinerungen leicht unterzubringen sei. Ich folgte dieser Anregung und besuchte dann auf vielfachen Wanderfahrten durch den Hunsrück regelmäßig die Bundenbacher Schiefergruben. Dabei verfolgte ich aufmerksam den Abbau der Schieferlagen. Der Ort Bundenbach liegt im Süden des Hunsrück. Die Bundenbacher Schieferversteinerungen sind in der Geologie weltbekannt.

Am 26. April 1937 hielt ich den ersten Vortrag über mein Spezialgebiet mit dem Thema: ‚Die unterdevonischen Dachschiefer von Bundenbach und ihre Versteinerungen,' in dem ich auch meine neu aufgestellte Theorie über die mögliche Todesursache und Einbettung der Tierleichen bekanntgab. Diese Theorie besagt, daß durch eine Katastrophe ein Massensterben eintrat und durch den aus dem Meerwasser zurücksickernden, aufgewühlten Schlamm die frischen Tierleichen eingebettet und so die Bedingungen für die Versteinerung gegeben wurden.

Während des Krieges hatte ich einige neue Tiere entdeckt, darunter einen neuen Flachfisch.

Leider wurde ich beim ersten Großangriff auf Hamburg im Juli 1943 total ausgebombt, so daß Originale, Photographien und Beschreibungen untergingen.

Im Dezember 1943 siedelte ich nach Enkirch, auf der Hunsrückseite der Mosel gelegen, über und begann bereits 1944 mit dem Aufbau einer neuen Sammlung.

Durch die Erfolge ermutigt, beschloß ich, eine Forschungsstelle mit Laboratorium und Ausstellungsraum aufzubauen.

Erfreulicherweise mehrten sich die gefundenen Neuerungen, von denen eine große *Pyrgocystis* — ein eigenartiges Meerestier aus der Gruppe der Stachelhäuter, das vor etwa 400 Millionen Jahren vorkam — das besondere Interesse der Fachkreise erregt. Dieses Stück wurde nun vorweg bearbeitet, und ich hoffe, diesen Fund noch in diesem Sommer in Einzelheiten veröffentlichen zu können." (Aus der Niederschrift über eine Reportage des Südwestfunks — Studio Mainz — vom 4. Mai und 11. Juni 1951.)

Im Nachlaß befindet sich ein Manuskript über diesen neu gefundenen Echinodermen aus der Gruppe Edrioasteroidea. Herr Rievers hat an die vorzügliche Präparation und an die Vorbereitung der Untersuchung des Stückes viel Zeit und Mühe gewendet. Es war ihm nicht beschieden, das Manuskript zu vollenden. Die vorliegenden Aufzeichnungen umfassen die Entdeckung des Fossils, die Diagnose der neuen Art und eine kurze Beschreibung. Ein folgender Teil stellt lediglich einen Auszug aus Bathers grundlegender Untersuchung von 1915 dar und kann daher unveröffentlicht bleiben.

Der Herausgeber hat sich auf das Vorwort, auf einige kleine redaktionelle Änderungen, auf die Einfügung einiger Maßzahlen und auf die Beschaffung der Tafel, einiger Erläuterungen und der Hinweise auf sie beschränkt.

Mein Dank gebührt Frau Henny Rievers-Bley für die Überlassung der Manuskripte und für die Überlassung des Stückes zur weiteren Untersuchung (S. 3). Frau Henny Rievers-Bley hat die Arbeit ihres Gatten zu seinen Lebzeiten wesentlich gefördert und war nach seinem Tode in vorbildlicher Weise um die Erhaltung seines Werkes bemüht.

Die Aufnahmen zu Tafel 2 verdanke ich Herrn Dr. A. v. Hillebrandt in München.

Einleitung

Auf einer Bundenbacher Schieferplatte aus der Grube Eschenbach I mit eingeschlossenem Detritus verschiedener Echinodermen war beim Spalten ein Teil einer Versteinerung aufgedeckt worden, den man vielleicht für eine Armspitze von *Echinostella traquairi* halten konnte. Bei der Bearbeitung der Platte wurde jedoch ein Fossil mit einer bisher im Dachschiefer unbekannten Körperform freigelegt. Da ich in Hamburg auch meine Bibliothek vollständig verloren habe, und mir heute die Nähe eines Geologischen Instituts fehlt, war die Bestimmung des Tieres zunächst schwer. Einigen Geologen und Zoologen, denen ich eine Skizze des Fossils vorlegte, war die Tierform unbekannt. Erst durch den Hinweis der Frau Dr. Doreck-Sieverts in Stuttgart-Degerloch wurde die Aufmerksamkeit auf die Gattung *Pyrgocystis* Bather gelenkt.

Herrn Prof. Pfannenstiel (Freiburg i. Br.) danke ich auch an dieser Stelle für die gegebenen Anregungen sowie Frau Dr. Doreck-Sieverts für die tatkräftige Unterstützung.

Pyrgocystis coronaeformis n. sp.

Taf. 2, Fig. 1—4

Diagnose: Eine *Pyrgocystis* von 95 mm Größe mit einem geschuppten Turm von etwa 13 mm Durchmesser, der am unteren Ende in ein unten abgerundetes, beutelartiges Gebilde von 27 mm Höhe und etwa 17 mm Durchmesser übergeht.

Am oberen Ende trägt der Turm die kronenförmige Theka, von der sich, durch 5 Dreiecke gebildet, die Ambulacra abheben.

Holotyp (und einziges Stück): das in Taf. 2, Fig. 1—4 dargestellte Fossil, Sammlung Rievers, Enkirch (Mosel).

Fundort: Hunsrück, Bundenbach bei Kirn (Nahe).

Schicht: Unter-Devon, Hunsrückschiefer, Dachschiefer.

Begleitfauna: flachmeerisch.

Erhaltung: Tierleiche durch auflagerndes Sediment flachgedrückt, vollständig in Schwefelkies umgewandelt. Turm linksseitig in Dreiviertel-Höhe beim Freilegen verletzt.

Beschreibung: Der unten abgerundete wurzelähnliche Teil des Fossils hat ein beutelähnliches Aussehen, ist 27 mm hoch und hat eine Breite von durchschnittlich 17 mm. Infolge Verbreiterung durch den Druck ist der Durchmesser des rundlichen Tieres hier einst geringer gewesen. In die lederartige Haut sind einzelne kleine rundliche Kalk-Plättchen und Perlstäbchen eingelagert, wodurch Knötchen und Strichelungen entstehen, die die Oberfläche teils granuliert, teils gestrichelt erscheinen lassen (Taf. 2, Fig. 4). In der unteren Hälfte überwiegt die punktförmige Zeichnung, während auf der oberen Hälfte die Strichelung, die im allgemeinen Vertikalrichtung aufweist, vorherrscht. Diese Anordnung scheint das Eindringen des Tieres in den Schlamm (oder feinen Sand) erleichtert und die Stabilität gegen den Schlammdruck erhöht zu haben. Das obere Ende der Wurzel bildet eine schwach wulstige Kante, bis zu der das Tier im Untergrund saß. Von dieser Abschlußkante der Wurzel, gewissermaßen dem Sockel, nimmt der Mittelteil des Tieres, der Turm, bei seinem Aufbau etwas Abstand, sodaß ein kleiner Absatz entsteht. Der 13 mm breite und 50 mm hohe „Turm" ist in seinem oberen Ende mit schuppenartigen Kalkplatten bewehrt. In seiner überwiegenden Länge (etwa 35 mm) hat er eine, durch den Druck wohl etwas vergrößerte Breite von ± 13 mm. Der untere Teil paßt sich in sanfter Wölbung dem größeren Durchmesser der Wurzel an, der obere erweitert sich schwach-kegelförmig und bildet am oberen Rand einen Wulst oder, um im Bilde des Turmes zu bleiben, ein Gesimse, in das die Turmhaube wie in eine Manschette eingefügt ist (Taf. 2, Fig. 2—3).

Schriftenverzeichnis

Aurivillius, C. W. S., 1892: Über einige ober-silurische Cirripeden aus Gotland. — Bihang Svenska Vet.-Akad. Handl. 18, Afd. IV, No 3. 1—24. Stockholm.

Bather, F. A., 1915: Studies in Edrioasteroidea. VI. Pyrgocystis n. g. — Geol. Magaz. 5—12, 49—60, 211—215. London.

Richter, R., 1930: Schuppenröhren als Anzeiger von zwei im deutschen Devon neuen Echinodermen-Gruppen. — Senckenbergiana 12, 279—304. Frankfurt a. M.

Tafel-Erläuterung

Tafel 2

Pyrgocystis coronaeformis nov. spec. (J. Rievers), Holotypus; Unterdevon, Bundenbacher Schiefer, Bundenbach bei Kirn (Nahe).

Fig. 1: Gesamtaufnahme; natürliche Größe.

Fig. 2: Ambulakral-Krone und oberer Teil des Theka-Turms; x 2,3.

Fig. 3: wie Fig. 2, von der Rückseite präpariert; x 2,3.

Fig. 4: Basal-Säckchen der Theka; x 3,2.

2

1

4

3

Tafel 2

Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1, 13—17. München, 15. März 1961

Über Pyrgocystis (Rhenopyrgus nov. subgen.) coronaeformis Rievers aus dem rheinischen Unter-Devon

Von Richard Dehm, München

Zusammenfassung

Der von J. Rievers beschriebene *Pyrgocystis*-Fund aus den Hunsrückschiefern von Bundenbach (S. 9) wird eingehender untersucht. Aus den Sondermerkmalen eines basalen, aus kleinen Plättchen gebildeten Säckchens, der mehr oder weniger gekielten Thekaplatten und der schlanken, nach oben kegelförmig erweiterten Röhre ergibt sich die Errichtung einer neuen Untergattung mit der Typus-Art *Pyrgocystis (Rhenopyrgus* nov. subgen.) *coronaeformis* Rievers; *Pyrgocystis octogona* R. Richter 1930 aus den unterdevonischen Grauwackenschiefern von Bornich bei Weisel am Rhein steht nahe.

Inhalt

	Seite
Einleitung	13
A. Die Gestalt: Ambulakral-Krone; Theka-Turm; Basal-Säckchen	13
B. Die Stellung der Art *coronaeformis* Rievers innerhalb der Gattung *Pyrgocystis* Bather; *Rhenopyrgus* nov. subgen.	15
C. Die stammesgeschichtliche Stellung von *Pyrgocystis (Rhenopyrgus* nov. subgen.)	16
Schriftenverzeichnis	17

Einleitung

Es war Herrn Oberpostinspektor i. R. Johannes Rievers † in Enkirch an der Mosel nicht beschieden gewesen, die Untersuchung seines *Pyrgocystis*-Fundes aus den Bundenbacher Schiefern (S. 9) in den Einzelheiten durchzuführen. Die besonders vollständige Erhaltung, wie sie bei *Pyrgocystis* leider so selten ist, und die vorzügliche, zum Teil beiderseitige Präparation des Stückes durch Herrn Rievers ermöglichen und rechtfertigen allein schon eine nähere Betrachtung. Dazu kommen die augenfälligen Sondermerkmale, die die Frage nach der Beziehung zu den übrigen *Pyrgocystis*-Arten wachhalten.

Für die freundliche Überlassung des schönen Stückes zur Untersuchung danke ich auch hier Frau Henny Rievers-Bley in Enkirch an der Mosel herzlich.

A. Die Gestalt: Ambulakral-Krone, Theka-Turm und Basal-Säckchen

Im kronenförmigen oberen Teil des Tieres ist die Ambulakralregion (Taf. 2 Fig. 2) gut, wenn auch nicht in allen Einzelheiten, erhalten. Zwei Ambulakralrinnen sind vollständig, zwei weitere mit je einer Plattenreihe zu sehen; auf der präparierten Rückseite (Taf. 2 Fig. 3) sind diese beiden

randlichen Reihen und eine weitere, mittlere Rinne deutlich, zusammen also alle fünf Ambulakralrinnen mit ihren Randplatten, vorhanden. Die Zusammenschiebung und die undeutliche Erhaltung der kleinen Platten in den Interambulakral-Feldern lassen nun leider nicht den Anal-Interradius mit Sicherheit bestimmen. Doch möchte ich wenigstens eine vorläufige Orientierung des Stückes vornehmen und den in der Einbettung und Erhaltung bevorzugten mittleren Interradius auf der Plattenoberseite als den Anal-Interradius betrachten; dann sind auf dieser Oberseite zu erkennen: links Radius II mit einer Ambulakralreihe, dann Radius I mit beiden Reihen, dann der Anal-Interradius mit einigen sehr kleinen Plättchen, dann der Radius V wieder mit beiden Ambulakralreihen und am rechten Rand die eine Ambulakralreihe des Radius IV; auf der Rückseite der Platte entsprechend Radius II halb, etwas auseinandergedrückt Radius III und Radius IV wieder halb.

Die Ambulakral-Krone ist derjenigen von *Thecocystis sacculus* JAEKEL (1899, S. 43, Taf. 1 Fig. 1a, 1b) aus dem Unter-Silur von Cincinnati, Ohio, direkt vergleichbar; die paarigen Saumplättchen sind sehr kräftig und wulstig ausgebildet; ihre Zahl beträgt 12, vielleicht 13, ebenso wie bei *Thecocystis* (nach der Abbildung). Am Radius V und I kann man stellenweise in regelmäßiger Wiederholung Grübchen, Höckerchen und Leistchen an den Ambulakralia erkennen, welche, nicht näher deutbar, zum Feinbau der Ambulakralrinnen gehören. Ob die Ambulakralia innerhalb eines Radius wechsel- oder gegenständig saßen, läßt sich infolge der Verschiebung nicht mehr sagen. Die Länge eines Ambulakrums beträgt, im Außenbogen gemessen, etwa 12 mm.

In den Interradien IV—III und III—II sind keine Täfelchen erkennbar; sie waren wohl sehr dünn gebaut; lediglich in dem als Anal-Interradius angenommenen mittleren Feld kann man bei starker Vergrößerung kleine Plättchen sehen, aber nicht mehr ihre Anordnung im einzelnen, insbesondere nicht Reste einer Analpyramide. Die Erhaltung erlaubt auch nicht zu erkennen, wo sich für den Eingang in den Steinkanal eine besondere Öffnung befunden haben könnte. KESLING (1960, S. 139—192) konnte in Fortsetzung der Arbeiten von BATHER, FOERSTE u. a. bei 15 Gattungen der Edrioasteroidea die Lage eines Hydroporus im Anal-Interradius zwischen Analpyramide und Scheitel nachweisen oder wahrscheinlich machen; für *Pyrgocystis* steht ein solcher Nachweis noch aus.

Der Hauptteil der Theka, der „Turm", wird aus adoral stark imbrikaten Plattenreihen gebildet. Größe, Umriß, Skulptur und Anordnung dieser Thekaplatten sind auf die ganze Länge des Turmes nicht gleich. Natürlich spielt dabei die unterschiedliche Beanspruchung bei der Zusammenpressung der ursprünglich dreidimensionalen Röhre während der Einbettung eine, aber wohl nur geringe Rolle. Im obersten Abschnitt (Taf. 2 Fig. 2), unmittelbar unter der Ambulakral-Krone, liegen 4 oder 5 Reihen ganz dicht, dann 2 Reihen wenig dicht und dann 1 Reihe fast frei, wobei der Gesamtdurchmesser von oben nach unten abnimmt. R. RICHTER hat 1930 bei seinem *Pyrgocystis octogona* einen oberen, kegelförmigen Abschnitt mit weniger dicht aufeinanderfolgenden Plattenreihen nachgewiesen. Wieviele Querreihen von Platten an diesem Abschnitt der Theka beteiligt sind, läßt sich wegen zahlreicher Bruchlinien der offenbar recht dünnen Platten nicht aussagen.

Abwärts von der fast freiliegenden Plattenreihe folgen zahlreiche Reihen sich stark überdeckender Platten; sie bilden jeweils zwei alternierend angeordnete Reihen von je vier Platten; ihre Zahl beträgt $2 \times 36 = 72$ sicher; eine weitere Reihe wäre noch möglich. Im oberen Teil sind sie ganz flach; ihre Oberfläche, ebenso wie diejenige der Platten im kegelförmigen Abschnitt, ist sehr fein längsgestreift, wobei 20 bis 25 ein wenig anastomosierende Streifen auf 1 mm treffen. Stacheln oder Stachelansätze sind nirgends vorhanden. Gegen die Mitte der Turmlänge verstärkt sich der Vorderrand der Platten; er wird von zwei stumpfwinkelig zusammenstoßenden, etwas gekörnelten Kanten gebildet; gleichzeitig kommt es zur Ausbildung eines schwachen, kurzen Mittelkiels im Winkel der beiden verstärkten Kanten, nicht ganz so ausgeprägt wie bei *Pyrgocystis octogona* (R. Richter 1930, S. 294, Abb. 1 h). Die unteren sechs bis acht Reihen sind wieder sehr stark übergreifend und waren offenbar aus ganz glatten Platten gebildet. Der Durchmesser der Röhre verringert sich im unteren Drittel ein wenig und nimmt gegen das Basal-Säckchen wieder um einige Millimeter zu.

Während bei der typischen *Pyrgocystis* die Stücke mit erhaltener Basalregion eine Verschmälerung bis auf eine kleine Anheftungsfläche zeigen (Bather 1915, Taf. 3 Fig. 1, 2, 4, 6, 9, 10; Ruedemann 1925, Taf. 13 Fig. 2, 4, 5), besitzt die Bundenbacher Form den von Rievers (S. 11) beschriebenen eigenartigen sackähnlichen Anhang (Taf. 2 Fig. 4). Seine Oberfläche bietet ein unruhiges Bild von feinen, körneligen Leistchen im oberen Teil und von feinen Spitzchen im unteren Teil. Im mittleren Teil und an den Rändern sieht man kleine, längliche, dreieckige bis polygonale Plättchen von 0,3 bis 0,8 mm Durchmesser, denen winzige Spitzchen aufsitzen. Der Übergang aus dem Basal-Säckchen zur Theka ist nicht plötzlich, sondern wird durch Plättchen, die an Größe zunehmen und sich allmählich parallel anordnen, vermittelt.

B. Die Stellung der Art coronaeformis innerhalb der Gattung Pyrgocystis

Die meisten Arten der Gattung *Pyrgocystis* gehören dem Unter-Silur (Ordovicium) von Nordamerika (*sardesoni* Bather 1915, Genotypus), Schottland (*grayae* Bather 1915) und Rußland (*volborthi, gracilis* und *pulkovi* Hecker 1939) sowie dem Ober-Silur (Gotlandium) von Gotland (*sulcata, procera* und *cylindrica* Aurivillius 1892), von England (*ansticei* Bather 1915) und von Nordamerika (*batheri* Ruedemann 1925) an. Ferner erwähnt Jaekel (1927, S. 4; vergleiche auch Regnéll 1960, S. 165) „eine anscheinend sehr primitive neue Form aus Norwegen".

Wo bei diesen Arten die Basalregion erhalten ist, zeigt sie sich verschmälert, aus wenigen und kleineren Platten aufgebaut und mit einer kleinen Anheftungsfläche zum Festsitzen ausgestattet. Die Abgrenzung der Arten gegeneinander mag bei genauerer Kenntnis noch schärfer werden.

Die Typus-Art *sardesoni* ist durch kräftigen Stachelbesatz an den Ambulakren und durch 22 sehr eng stehende Plattenreihen ausgezeichnet; *grayae* durch 10 Plattenreihen; die drei russischen Arten durch 8—9 Plattenreihen; *sulcata* und *batheri* durch gerade, von Furchen getrennte Plattenreihen; *ansticei* durch rasch anwachsenden Durchmesser; *procera* und *cylindrica* durch zylindrische Röhre und weniger übergreifende Platten. Alle diese Arten erreichen nur geringe Höhe, soweit meßbar 6—13 mm, soweit vermutbar 20 mm.

Abseits davon hält sich die unterdevonische *Pyrgocystis octogona* R. Richter in ihrer ansehnlichen, 46 mm überschreitenden Höhe, im Besitz eines kegelförmig erweiterten oberen Teils und in dem Auftreten eines Mediankiels auf den Platten. Die gleichfalls unterdevonische Bundenbacher Art *Pyrgocystis coronaeformis* Rievers steht ohne Zweifel der Art *octogona* näher als den übrigen. Der Vergleich muß sich bei der unvollständigen Kenntnis der *Pyrgocystis octogona* auf die Theka-Merkmale beschränken. Folgende Ähnlichkeiten können festgestellt werden:

Theka-Länge stattlich = 57 mm;
durchschnittliche Größe des sichtbaren Teils der Platten etwa 1,3 mm;
schwacher Mediankiel an einigen mittleren Thekaplatten;
Theka erweitert sich im oberen Teil schwach kegelförmig (diese Eigenschaft möglicherweise auch bei *Pyrgocystis grayae* Bather 1915, Taf. 3 Fig. 1 bis 2 angedeutet).

Dazu sind folgende Unterschiede der Art *coronaeformis* gegenüber *octogona* festzuhalten:

Theka merklich breiter (b), $8 < b > 10$ gegenüber $4{,}5 < b > 6{,}0$ mm;
Theka zugleich höher, 44 gegenüber etwa 33 mm;
daher Theka weniger schlank, Länge : Breite 5 : 1 gegen 6 : 1;
kegelförmiger Teil niedriger und nach oben weniger erweitert, nämlich Kegel : Röhre = 0,19 : 1 gegen 0,39 : 1.

Wenn auch diese Unterschiede eine artliche Gleichstellung beider Formen verbieten, so können die Ähnlichkeiten nicht übersehen werden, welche die beiden unterdevonischen Formen gegenüber den silurischen aufzuweisen haben. Nimmt man dazu das an dem Bundenbacher Stück erkennbare eigenartige Basal-Säckchen anstelle einer Anheftungsfläche, dann ist es erforderlich, diese Formen gesondert zu halten. Beim gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis dürfte es noch nicht geboten sein, eine selbständige Gattung zu errichten, man würde dadurch das auffallendste, gemeinsame Merkmal des „Turmes" unterbewerten; es dürfte ausreichen, innerhalb der Gattung *Pyrgocystis* Bather eine eigene Untergattung, *Rhenopyrgus* nov. subgen., aufzustellen.

Diagnose von **Rhenopyrgus** nov. subgen.: *Pyrgocystis* (mit turmförmiger, aus adoral imbrikaten, alternierenden Plattenreihen gebildeter Theka und mit fünf Ambulakralfurchen mit kräftigen Saumplatten) mit folgenden Besonderheiten: Theka groß und schlank, oben kegelförmig erweitert, Thekaplatten zum Teil mit verstärktem Rand und Mediankiel; Basal-Säckchen aus kleinen Platten. Typus-Art der Untergattung: **Pyrgocystis coronaeformis** Rievers (1961). Ableitung des Namens aus Rhenus, lat., der Rhein, und pyrgos, griech., der Turm.

C. Die stammesgeschichtliche Stellung von Pyrgocystis (Rhenopyrgus nov. subgen.)

R. Richter (1930, S. 285—286) hat gezeigt, daß vom Unter-Silur bis zum Ober-Silur die Entwicklung innerhalb der Gattung *Pyrgocystis* von 22 Platten je doppelte Querreihe der Theka über 10 zu 8 gegangen ist; in diese Vorstellung fügen sich die von Hecker (1939) aus dem russischen Unter-Silur beschriebenen Arten mit 8 bis 9 Platten gut ein. Die beiden unterdevonischen Arten *octogona* und *coronaeformis* passen mit ihrer 8-Zahl gleichfalls dazu. Es scheint mir aber

doch nicht möglich zu sein, die Bundenbacher Art *coronaeformis* ohne weiteres an das Ende einer Reihe zu stellen, welche von ursprünglichen Edrioasteroidea über die genannten silurischen *Pyrgocystis* geführt hätte. Denn das Basal-Säckchen von *Pyrgocystis* (*Rhenopyrgus* nov. subgen.) *coronaeformis* erinnert stark an die basalen Bildungen, wie sie im Kreis der frühen Edrioasteroidea vorkommen. *Thecocystis sacculus* JAEKEL (1899, S. 43, Taf. 1 Fig. 1a, 1b) aus dem Unter-Silur von Cincinnati ist nicht nur in den kräftigen, wulstigen Ambulakralplatten, sondern auch im Besitz eines kleingeplättelten Basalteils vergleichbar; JAEKEL schließt aus unregelmäßiger Wulstbildung und bruchloser Verschiebung der Seiten der Anwachsungsfläche auf ehemalige Biegsamkeit der Haut; das Basal-Säckchen der Bundenbacher Form zeigt Randwülste, die gleichfalls eine Biegsamkeit vermuten lassen. Auch im Habitus des basalen Teils könnten Ähnlichkeiten zwischen dem frühen Edrioasteroidea *Thecocystis* und *Rhenopyrgus* nov. subgen. bestehen, nachdem JAEKEL auf ein von HALL (1871, Taf. 6 Fig. 4) abgebildetes „eichelförmiges Individuum ohne basale Anwachsungsfläche . . . , von dem der Verf. angiebt, daß es ‚appears to have been quite free'" hinweist.

Erst nach weiteren Funden, vor allem aus dem Ober-Silur, wird man klarer sehen können, ob *Rhenopyrgus* nov. subgen. auf die typischen *Pyrgocystis* des Unter-Silurs zurückgeht und sein Basal-Säckchen als späte Neuerwerbung erlangt hat, oder ob das Basal-Säckchen ein altes Erbgut darstellt und für *Rhenopyrgus* eine ganz selbständige Linie verlangt.

Schriftenverzeichnis

AURIVILLIUS, C. W. S., 1892: Über einige ober-silurische Cirripeden aus Gotland. — Bihang Svenska Vet.-Akad. Handl. **18**, Afd. IV, No. 3. 1—24. Stockholm.

BATHER, F. A., 1915: Studies in Edrioasteroidea. VI. Pyrgocystis n. g. — Geol. Magaz. 5—12, 49—60. London.

HALL, J., 1871: Description of new species of fossils from the Hudson River Group, in the vicinity of Cincinnati, Ohio. — Twenty-Fourth Ann. Rep. New York State Mus. Nat. Hist. 225—232. Albany, N. Y.

HECKER, R. F., 1939: Pyrgocystis from the Ordovician of Leningrad Province. — Bull. Acad. Scs. URSS, Cl. Scs. biol. 241—246. Moskau, russisch mit englischem Auszug.

JAEKEL, O., 1899: Stammesgeschichte der Pelmatozoen. — 1—442. Berlin.

JAEKEL, O., 1927: Cyathotheca suecica n. g. n. sp., eine Thecoidee des schwedischen Ordoviciums. — Ark. Zool. **19 A**, No. 5, 1—5. Stockholm.

KESLING, R. V., 1960: Hydropores in Edrioasteroids. — Contrib. Mus. Paleont. Univ. Michigan, **15**, 139—192. Ann Arbor, Mich.

REGNÉLL, G., 1960: The Lower Palaeozoic Echinoderm Faunas of the British Isles and Balto-Scandia. — Palaeontology **2**, 161—179. London.

RICHTER, R., 1930: Schuppenröhren als Anzeiger von zwei im deutschen Devon neuen Echinodermen-Gruppen. — Senckenbergiana **12**, 279—304. Frankfurt a. M.

RIEVERS, J. †, 1961: Eine neue Pyrgocystis (Echin., Edrioasteroidea) aus den Bundenbacher Dachschiefern (Devon). — Diese Zeitschr., 9—11. München.

RUEDEMANN, R., 1925: Some Silurian (Ontarian) faunas of New York. — New York State Mus. Bull. **265**, 5—84. Albany, N. Y.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1, 19—22. München, 15. März 1961

Zur Entstehung des Bundenbacher Dachschiefers und seiner Versteinerungen

Von Johannes Rievers †, Enkirch (Mosel)
Aus dem Nachlaß herausgegeben von Richard Dehm, München

Vorwort des Herausgebers

Johannes Rievers hatte sich durch seine zahlreichen Begehungen im Gebiet der fossilführenden Bundenbacher Schiefer eine große Vertrautheit mit den Fundumständen und Erhaltungszuständen der Bundenbacher Fossilien erworben. Ein nachgelassenes Vortragsmanuskript enthält eigene Beobachtungen und kritische Gedanken zur Entstehung der Bundenbacher Schiefer und ihrer Fossilanreicherungen. Der Herausgeber hat sich auf die Weglassung der für die Veröffentlichung entbehrlichen Abschnitte, auf die Zusammenstellung des Schriftenverzeichnisses und auf einige kleine redaktionelle Änderungen beschränkt.

Hunsrückschiefer ist aus feinem oder feinsandigem Tonschlamm entstanden, der später durch anhaltenden Druck geschiefert wurde. Nach der mikroskopischen Untersuchung besteht der Dachschiefer aus äußerst kleinen Muskovit- und Serizitschuppen, einem teils helleren, teils dunkleren chloritischen Material und feinen Quarzkörnchen. Außerdem enthält der Schiefer geringe Mengen organischer Substanz, winzige Körnchen von Magneteisen und teilweise auch noch Schwefelkies. Während der Hunsrückschiefer im allgemeinen recht wenig Fossilien enthält, ist Bundenbach wegen seines Reichtums an Sterntieren und Seelilien berühmt, wie das nahe gelegene Gemünden durch seine Funde von Fischen. Auffällig ist, daß gerade in dieser Gegend Versteinerungen in vollständigen und gut erhaltenen Exemplaren und, in einzelnen Schichten, in verhältnismäßig großer Zahl gefunden werden. Hier müssen also die zur Erhaltung führenden Erfordernisse — schnelle und gründliche Einbettung der Leichen — besonders günstig gewesen sein.

Als erster beschäftigte sich Jaekel 1895 mit dem Lebensraum der im Hunsrückschiefer eingeschlossenen Tierwelt; auf Grund der zarten Bauart der Seelilien kam er zu der Annahme, es handle sich bei dem feinkörnigen Meeresschlamm des Dachschiefers um T i e f s e e ablagerungen.

1920 wies Haarmann darauf hin, daß dunkeltonige Ablagerungen in j e d e r Tiefe vorkommen können und zartgebaute Seelilien nur auf r u h i g e s, nicht aber auch tiefes Wasser hindeuten. Die gute Erhaltung der Versteinerungen wäre eine Folge schneller Einbettung, die nur in geringer Meerestiefe möglich sei. Haarmann ist der Meinung, daß es sich um eine Flachsee gehandelt habe.

v. Koenigswald weist 1930 an Hand der Körperlage der Tiere auf Strömungen hin und nimmt an, daß Stürme den Faulschlamm des Grundes aufwühlten, so daß Schwefelwasserstoff frei wurde und die Tiere an Vergiftung starben. Aus der Art der Erhaltung und Einbettung vermutet er, daß Tod, Verfrachtung und Eindeckung rasch aufeinanderfolgende Ereignisse waren. Gürich 1931 ist der Ansicht, die stillen Buchten des Dachschiefermeeres seien infolge der geringen Bewegung sauerstoffarm gewesen, und der Schlammboden wäre mit Schwefelwasserstoff bis zu einem Schwellenwert angereichert worden, bei dessen Überschreiten dann die Tierwelt zum Absterben kam. Bewegungen des Meeresbodens oder Änderungen der Meereszirkulation hätten feinsten Sand und neuen Sauerstoff zugeführt, so daß neue Tiere wieder einwandern konnten. Dieser Vorgang habe sich wiederholt.

Rudolf Richter tritt 1931 diesen Ansichten entgegen. Er weist nach, daß im dunklen Schlamm im stillen Flachseeboden bis zur Tiefe von über 5 cm noch Tiere leben. Funde von Chondriten im Schiefer beweisen, daß im Devonmeer Würmer und Gliederfüßler innerhalb des Schlammes lebten. Richter ist vielmehr der Ansicht, die meisten Tiere seien ausgewachsen, deshalb könne keine Vergiftung durch Schwefelwasserstoff angenommen werden; er weist nämlich auf das Fehlen von Jungtieren, außer bei Seelilien, hin. Fische seien überwiegend in großen Exemplaren vertreten, mittlere wären schon selten und kleine fehlten bisher fast völlig. Noch wichtiger scheinen ihm die Sterntiere, deren riesiges Heer aus fast lauter ausgewachsenen Exemplaren bestünde. Wenn Massensterben angenommen werden solle, dann müßten alle Altersklassen betroffen worden sein. Er lehnt daher die Annahme eines Massensterbens durch eine Katastrophe ab und meint, daß das Auffinden von Jungtieren als Ausnahme nur die Regel bestätigen könne.

Nach W. E. Schmidt 1934 könne man für besonders fossilreiche Lagen wohl an ein Massensterben durch Naturereignisse denken, durch die der feine Schlamm tief aufgewühlt wurde und die Crinoideen durch die zu starke Wassertrübe zum Absterben brachte. Die Tierleichen wären dann in ihrem Schlammgrabe unter den für Echinodermen besonders günstigen Fossilisationsbedingungen so zahlreich und gut erhalten geblieben.

Auch W. M. Lehmann wendet sich 1939 gegen die Ansicht von Rudolf Richter und sucht den Tod der uns überlieferten Bundenbacher Meerestiere durch den Ausbruch eines benachbarten Aschenvulkanes zu erklären, dessen „unablässig herabrieselnde feine Aschenteilchen rasch die am Boden festgewurzelten Crinoiden und die im Schlamm oder auf dem Meeresgrund lebenden Asterozoen, Arthropoden usw. bedeckten, die nun infolge Sauerstoffmangels ersticken mußten, während ein Teil der guten Schwimmer sich in Sicherheit bringen konnte. Die schweren Panzerfische dagegen, wie *Drepanaspis*, fielen ebenfalls dem Aschenregen zum Opfer, und von diesen wurden häufiger gut erhaltene Exemplare gefunden".

Dagegen ist einzuwenden, daß sich auch ganz vorzügliche Schwimmer, wie z. B. *Nahecaris* und *Heroldina*, unter den eingebetteten Tierleichen befinden. Wenn die Tiere am Aschenregen erstickt wären, müßte der einbettende Dachschiefer aus vulkanischen Aschen bestehen.

Bei meinen eigenen langjährigen Beobachtungen in den Bundenbacher Schiefergruben fiel mir auf, daß häufig in Dachschieferlagern trotz großer Mäch-

tigkeit fast gar keine oder nur wenige — und dann manchmal nur schlecht erhaltene Versteinerungen, oder auch nur Überbleibsel von Tieren — gefunden werden, während andere, oft nur schwache Gesteinsbänder, große Mengen gut erhaltener Fossilien einschließen, und zwar die verschiedenartigsten Tiere, also friedliche Tiere, Räuber und Aasfresser, Schwimmer und Benthosbewohner und diese Arten in allen Altersklassen. Die Richtigkeit dieser Feststellung wurde mir von alten, erfahrenen Spaltern bestätigt. Sie kennen die Schichten und wissen, aus welchen Lagern Versteinerungen zu erwarten sind. So wurden beispielsweise, als die Spinnentiere *Palaeopantopus* und *Palaeoisopus* in der Grube Mühlenberg entdeckt waren (Broili 1932), von einigen aufmerksamen Spaltern diejenigen Schieferblöcke bei der Verarbeitung bevorzugt, an deren Köpfen helle gefärbte schmale Streifen sichtbar waren, denn in jenen Schieferblöcken waren die Spinnen zu finden. Als ich neuerdings auf einer anderen Grube unter den Schieferblöcken aus dem Plattenstein gebändertes Material sah, war es mir klar, daß hier die gleiche Ablagerung abgebaut würde, in der damals in jener Grube die Spinnentiere gefunden worden waren. — Und es wurden auch tatsächlich einige solche gefunden. —

Diese Spinnen, die bisher nur aus dem genannten Ablagerungsband geborgen wurden, werden nach der Katastrophe, die ihren Tod zur Folge hatte, nicht wieder neu eingewandert sein. Deshalb sind sie in den anderen fossilführenden Schichten nicht zu finden. Ähnlich wird es sich bei anderen seltenen Tieren verhalten.

Die von Rudolf Richter angeführte Tatsache, daß so wenig Jungtiere in die Sammlungen der Museen und Institute wie der Privatsammler kommen, hat ihren Grund darin, daß die Schieferspalter sie nicht aufheben. Kleine, unauffällige Fossilien werden sie bei der Spaltarbeit oft auch gar nicht bemerken. Kleine *Urasterella* zum Beispiel halten sie nicht des Aufhebens wert, weil sie dafür nichts, bzw nur einen sehr geringen Erlös erwarten. Ein großes, schönes Exemplar dagegen wird sorgfältig verwahrt, unter Umständen wird auch noch die Gegenplatte zurückgelegt, falls ein Teil der Versteinerung auf sie hinübergreift.

Die Ansicht von Rudolf Richter, daß die uns in den Dachschiefern erhaltenen Tiere ausgewachsen eines natürlichen Todes gestorben seien, kann also nicht ganz stimmen. —

Wie ist nun dieser Wechsel von fossilreichen und an Versteinerungen armen Schichten zu erklären?

Die versteinerungsarmen Schichten entstammen Zeiten, in denen die Tiere ausgewachsen und normal gestorben sind, in denen also das Leben seinen natürlichen Ablauf nahm. Die auf dem Meeresgrund liegenden Leichen gingen unter der Einwirkung des Sauerstoffs aus dem Wasser in Verwesung über, denn die normale tägliche Sedimentation war viel zu gering, um sie einbetten zu können. Für die Beseitigung der Kadaver sorgten Aasfresser wie dies auch im Wattenmeer der heutigen Nordsee zu beobachten ist. Auf diese Weise verschwanden die Leichen. Höchstens einige Überbleibsel geben noch Kunde von dem einstigen Vorhandensein von Tierleichen. In ganz günstigen Fällen konnte auch schon einmal eine frische Leiche ganz von Schlamm bedeckt werden, ehe die Aasfresser erschienen, wenn z. B. das Tier an einer Stelle verendete, an der die Strömung

gerade durch Umbettung von Meeresschlamm eine Absetzung des Materials auf zweiter Lagerstätte bewirkte.

Die fossilreichen Schichten können nur in Zeiten entstanden sein, in denen der natürliche Ablauf des Lebens plötzlich durch Katastrophen unterbrochen wurde, die ein Massensterben und schnelle Einbettung der Leichen verursachten, denn wir finden in diesen Schichten alle Tierarten, also auch die Aasfresser, und zwar in allen Altersstufen.

Der besonders gute Erhaltungszustand dieser Fossilien konnte nur erreicht werden, wenn die frischen Leichen schnell vollständig eingebettet wurden. Keinesfalls durften die abgestorbenen Tiere in Verwesung übergehen, was bei Echinodermen-Leichen bereits nach kurzer Zeit der Fall ist. Durch genügend starke Schlammbedeckung mußte der Sauerstoff von den Leichen ferngehalten werden, damit die chemische Umwandlung der Stoffe eintreten konnte. Diese erforderliche Menge Schlamm hätte aber die normale tägliche Ablagerung in kurzer Zeit niemals absetzen können. Dafür muß schon eine Wassertrübe durch den aufgewühlten Schlamm, wie sie nur bei Katastrophen vorkommt, gefordert werden.

Schriftenverzeichnis

Broili, F., 1932: Palaeoïsopus ist ein Pantopode. — Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss. math.-naturw. Abt. 45—60. München.

Gürich, G., 1931: Mimaster hexagonalis, ein neuer Kruster aus dem unterdevonischen Bundenbacher Dachschiefer. — Paläont. Z. **13**, 204—238. Berlin.

Haarmann E., 1920: Botryocriniden und Lophiocriniden des rheinischen Devons. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **41**, 1—87. Berlin.

Jaekel, O., 1895: Beiträge zur Kenntnis der palaeozoischen Crinoideen Deutschlands. — Paläont. Abh. **3**, 1—116. Jena.

Koenigswald, R. v., 1930: Die Arten der Einregelung ins Sediment bei den Seesternen und Seelilien des unterdevonischen Bundenbacher Schiefers. — Senckenbergiana **12**, 338—369. Frankfurt a. M.

Lehmann, W. M., 1939: Neue Beobachtungen an Versteinerungen aus dem Hunsrückschiefer. — Abh. preuß. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl. 1939, 1—17. Berlin.

Richter, R., 1931: Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins. — Senckenbergiana **13**, 299—342. Frankfurt a. M.

Schmidt, W. E., 1934: Die Crinoideen des Rheinischen Devons. I. Teil: Die Crinoideen des Hunsrückschiefers. — Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt N. F. **163**, 1—149. Berlin.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1, 23—24. München, 15. März 1961

Zum Alter der Riffkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau

Von K. Werner Barthel, München

Neues Material veranlaßt mich, nochmals zur Altersstellung der Riffkalke von Laisacker Stellung zu nehmen.

In meiner ersten Veröffentlichung über Laisacker (1959) glaubte ich, auf Grund der Perisphinctidae (hier Virgatosphinctinae) und einiger anderer Umstände die Riffkalke als den unteren Rennertshofener Schichten gleichaltrig einstufen zu dürfen, trotz der Funde von *Gravesia gravesiana* (D'Orbigny) und *Hybonoticeras hybonotum* (Oppel).[1])

Zur Lösung der vorliegenden Frage darf etwas weiter ausgegriffen werden: Nach bisheriger Kenntnis sind weder *Gravesia,* noch *Hybonoticeras* aus den Rennertshofener Schichten oder gar den Neuburger Bankkalken Bayerns bekannt geworden. *Glochiceras lithographicum* (Oppel), *Taramelliceras prolithographicum* (Fontannes) und das typische *Neochetoceras steraspis* (Oppel) wurden ebenfalls noch nicht aus diesen Schichten erwähnt. Das bedeutet eine Beschränkung dieser Cephalopoden auf tiefere Schichten.

Damit besteht auch die Lage der *Gravesia* — Zonen in Arkell's Tabelle (1956, S. 111) zurecht, bedingt zwar durch irrtümliche Auslegung der Arbeiten Roll's, der in seinen letzten diesbezüglichen Publikationen nicht mehr auf die Gravesien eingeht.

Vergleicht man weiter in diesem Zusammenhang die Tabelle des zeitlichen Auftretens der süddeutschen Ober-Malm-Ammoniten in Berckhemer & Hölder 1959, S. 114, so findet man, neben weniger bedeutsamen Formen, folgende Arten in die Hangenden Bankkalke Württembergs hinaufreichend: *Hybonoticeras hybonotum, „Perisphinctes" siliceus* (Quenstedt), *Gravesia* div. sp.[2]) *Sutneria bracheri* Berckhemer, *Taramelliceras wepferi* (Berckhemer). Diese Cephalopoden sind in Bayern bisher nur aus tieferen Schichten (Ober-Epsilon — Zeta 1) gefunden worden, nicht aber zusammen mit der eigenartigen und relativ spärlichen Fauna der Rennertshofener Schichten oder gar der der Neuburger Bankkalke.

---

[1]) *Hybonoticeras hybonotum* weist eine größere Variation der Dornendichte auf, als bisher von mir angenommen.

[2]) Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. B. Ziegler, Zürich, kommt *Gravesia gigas* (Zieten) auch mit *G. gravesiana* zusammen vor. *G. portlandica* (de Loriol) ist sowohl aus den Hangenden Bankkalken Württembergs als auch aus Bayern (allerdings ohne genaue Fundortangabe) bekannt (vgl. Barthel 1959, S. 52).

Diese Tatsachen legen den Schluß nahe, daß zumindest ein Teil der Hangenden Bankkalke älter ist, als bisher angenommen wurde und zeitlich den Solnhofer Schichten etwa entspricht. Nur in Bayern, besonders südlich und westlich entlang des Wellheimer Trockentals sind jüngere Ablagerungen in Schichtfazies erhalten geblieben. Ob diese Erhaltung tektonisch bedingt ist, mag dahingestellt bleiben.

Ausgehend nun von den bisher dargelegten Gedanken, daneben eingehenderer Beschäftigung mit der Fauna der jüngsten anstehenden Malm-Schichten (den Neuburger Bankkalken) und Vergleichen mit neugesammelten Formen aus dem „Mörnsheimer Wilden Fels", ist eine Korrektur meiner bisherigen Altersseinstufung von Laisacker unumgänglich. Zudem ergab eine Auskartierung der unmittelbaren Umgebung der Brüche von Laisacker keine feststellbare Verzahnung mit Rennertshofener Schichten gegen N (vgl. Roll 1933, S. 562 und Barthel 1959, S. 62). Fünf jetzt vorliegende Stücke von *Neochetoceras steraspis* deuten ebenfalls auf höheres Alter der Riffkalke.

Bereits Schneid (1914 (15), S. 149) betont wegen der vorkommenden Cephalopoden die faunistische Zusammengehörigkeit der Solnhofener Plattenkalke und des „Wilden Felsen" in deren Hangendem (Roll 1940, S. 207, Tab., stellte den „Wilden Fels" den unteren Rennertshofener Schichten bzw. den Hangenden Bankkalken gleich). Die in den genannten Schichten örtlich sehr häufigen *Glochiceras lithographicum, Taramelliceras prolithographicum* und *Neochetoceras steraspis* scheinen dies besonders zu unterstreichen.

Da *Neochetoceras steraspis* auch in Laisacker relativ häufig vorkommt, zusammen mit *Gravesia gravesiana* und *Hybonoticeras hybonotum,* die aus den Solnhofener Schichten öfters erwähnt werden, darf Laisacker diesen Ablagerungen etwa gleichalterig angesehen und ins obere Zeta 1 gestellt werden.

Arkell, W. J.: Jurassic Geology of the World. — XIV u. 806 S., 102 Abb., 46 Taf., 27 Tab., Edinburgh u. London 1956.

Barthel, K. W.: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. I. *Gravesia, Sutneria, Hybonoticeras.* — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh. **108**, S. 47—74, 7 Abb., 1 Beil., Taf. 5 u. 6, Stuttgart Mai 1959.

Berckhemer, F. † & Hölder, H.: Ammoniten aus dem Oberen Weißen Jura Süddeutschlands. — Beih. Geol. Jb., **35**, 135 S., 89 Abb., 27 Taf., Hannover Okt. 1959.

Roll, A.: Stratigraphischer Vergleich zwischen nordwesteuropäischem und süddeutschem Oberem Malm. — N. Jb. Mineral. etc., Beil. Bd. **68**, Abt. B, S. 179—198, 1 Abb., Stuttgart 1932.

— —: Über den Oberen Malm der südwestlichen Frankenalb. — Centralbl. Mineral. etc., Abt. B, Jahrg. 1933, 10, S. 553—564, 3 Abb., Stuttgart 1933.

— —: Tektonische Bemerkungen zu einer geologischen Karte der südlichen Frankenalb. — Z. deutsch. geol. Ges., **92**, S. 205—252, 7 Abb., Taf. 7 u. 8, Berlin 1940.

Schneid, Th.: Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. — Geognost. Jh., 27 (1914) u. **28** (1915), S. 59—170, 9 Taf. u. S. 1—60, München 1915 u. 1916.

Nachtrag: Zur zweiten Korrektur erschien die Arbeit von K. Fesefeldt: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb). — Geol. Bl. NO-Bayern, **11**, S. 27—40, Erlangen 1961. Fesefeldt kommt etwa zur gleichen Einstufung der Württemberger Obermalm-Sedimente. Unsere Solnhofener Schichten sind bei Fesefeldt untergliedert und entsprechen dem Bereich von den „Unteren Schiefern" bis zu den „Mörnsheimer Schichten".

Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1, 25—26. München, 15. März 1961

Hubert G. Schenck †

Am 19. Juni 1960 starb in Palo Alto, Californien, Hubert G. Schenck. Besonders für die ältere Generation der europäischen Paläontologen war der Name Hubert G. Schenck ein Begriff für umfassende Kenntnis und exakte Arbeit. Aber auch die jüngeren, so sie mit seinen Werken in Berührung sind, wissen seine tiefgründigen, präzisen Publikationen zu schätzen.

Hubert G. Schenck, geboren am 24. September 1897 in Memphis (Tennessee), entstammte einer Familie niederländischen Ursprungs; seine Vorfahren hatten sich 1650 in New Amsterdam (New York) niedergelassen. Er begann seine Studien 1916 an der Universität von Oregon. 1920—1921 verbrachte er als geologischer Volontär in der Abteilung für Lagerstätten der Philippinen.

In den folgenden Jahren erarbeitete er sich das Baccalaureat und den Magister, wieder an der Universität Oregon. Das weitere Studium von 1924—1927 sah ihn an der Californischen Universität Berkeley; während der Sommermonate betätigte er sich auch als Instruktor in Stanford. 1926 erhielt er an der Universität von Californien den Doktorhut. Zugleich wurde er dem Lehrkörper der Stanford-Universität als „Assistant Professor" angegliedert. 1935 avancierte er zum „Associate Professor" und schließlich 1940 zum Professor der Geologie.

Die Jahre 1933—1934 war Hubert G. Schenck als Forschungsstipendiat am Musée Royal d' Histoire Naturelle in Brüssel. Dort knüpfte er zahlreiche Beziehungen mit europäischen Fachgenossen an.

1937 und 1938 verbrachte er im Mittleren Osten und Indien.

Während und nach dem zweiten Weltkrieg weilte er im Fernen Osten (Neuguinea, Philippinen, Japan). In Formosa schließlich holte er sich die zu seinem Tod führende Virusinfektion.

Als einer der ersten erkannte Hubert G. Schenck die Wichtigkeit der Mikrofossilien in der Stratigraphie und organisierte bereits anfangs der zwanziger Jahre ein mikropaläontologisches Labor in Stanford und das 8 Jahre bestehende „Micropaleontology Bulletin". Erstmals wurden von ihm Vorlesungen auf diesem Gebiet gehalten.

Ausgezeichnet als Lehrer, hatte er sich in der Forschung auf den verschiedensten Zweigen der Geologie und Paläontologie große Verdienste errungen. Besonders bekannt sind seine 1934 erschienene Klassifikation der Familie der Nuculidae und 1936 die der Gattung Acila. Wichtig sind ferner seine Bemühungen um präzise stratigraphische Termini und die Beiträge zur Stratigraphie des Tertiärs von Californien. Insgesamt veröffentlichte er in den Jahren 1930—1943 etwa 80 Arbeiten auf diesen Gebieten. Weniger bekannt in Europa und auch weniger zahlreich sind seine Publikationen über natürliche Rohstoffquellen (1946—1955).

Seine vielseitigen Interessen erlahmten auch nicht während der letzten, im Krankenbett verbrachten Jahre, wie auch der rege, mit dem Verfasser geführte Briefwechsel bestätigt. Sein bewundernswerter Wille zum Leben und die aufopfernde Pflege seiner Gattin halfen ihm über sein Leiden hinweg. Bis zur letzten Minute behielt er die ihn auszeichnende geistige Regsamkeit.

Eine große Anzahl exakt angelegter Manuskripte und eine reiche Vergleichssammlung an Nuculiden stellte H. G. Schenck der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und hist. Geologie zur Verfügung, um Detailforschungen an diesen taxodonten Muscheln durch Mitarbeiter weiterzutreiben. Eine Aufgabe, welcher der Verfasser im Sinne des Verstorbenen nachzukommen hofft.

Dank gebührt Mrs. Hubert G. Schenck, Palo Alto, und Prof. Dr. Myra Keen, Stanford University, für die Überlassung von Unterlagen.

K. Werner Barthel, München

Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1, 27—56. München, 15. März 1961

Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes

Von Richard Dehm, München

Mit 5 Abbildungen und Tafel 3—4

Zusammenfassung

Die Weiterarbeit an den fossilführenden tertiären Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura hat je fünf neue oligocäne und miocäne und zwei pliocäne Vorkommen erbracht; außerdem hat sich eine erste tertiäre, und zwar pliocäne Spaltenfüllung im Muschelkalk-Gebiet des oberen Neckars nachweisen lassen. Besonders bemerkenswert sind die mitteloligocäne Spaltenfüllung von Bernloch, Kreis Münsingen, die mit ihren reichlichen Nagerresten eine wertvolle Ergänzung der bisher einzigen gleichaltrigen von Ehingen an der Donau bildet, und das Mittel-Miocän von Appertshofen nördlich Ingolstadt, wo vorzugsweise wasserlebende Tiere eine Fauna helvetischen Alters zusammensetzen. Die weitere Überprüfung der „Mischfaunen" aus verschiedenen Tertiärstufen und einiger früherer Angaben ermöglichen mehrere Berichtigungen. Auf Grund des gegenwärtigen Bestandes von 96 fossilführenden tertiären Spaltenfüllungen im süddeutschen Jura können u. a. zeitliche und regionale Verteilung der einzelnen Vorkommen, die Artenzahlen von Säugern und Nichtsäugern auf etwaige Regelmäßigkeiten hin zur Diskussion gestellt werden.

Inhalt

Einleitung 28
A. Neue tertiäre Spaltenfüllungen 29
1.—5. Unter-Oligocän von Nattheim, Kreis Heidenheim (Brenz), Möhren bei Treuchtlingen und Heidenheim in Mittelfranken; Mittel-Oligocän von Bernloch, Kreis Münsingen; Ober-Oligocän von Weißenburg in Bayern 29
6.—12. Unter-Miocän von Kaisheim, Kreis Donauwörth, und von der Grafenmühle und Übermatzhofen bei Pappenheim; Mittel-Miocän von Appertshofen nördlich Ingolstadt; Unter-Pliocän von Hundersingen und ? Pfronstetten, Kreis Münsingen, und vom Vohbühl bei Bopfingen westlich Nördlingen . . 33
13. Pliocän vom Egenhäuser Kapf bei Altensteig, Kreis Calw 39
B. Berichtigungen früherer Angaben über tertiäre Spaltenfüllungen 41
1. Zur Frage der „Mischfaunen" in Spaltenfüllungen 41
2. Berichtigung vermeintlich selbständiger oder „tertiärer" „Spalten"-Füllungen 43
C. Der derzeitige Bestand an tertiären Spaltenfüllungen im Schwäbischen und südlichen Fränkischen Jura 44
1.—48. Mittel-Eocän bis Ober-Oligocän 46
49.—96. Unter-Miocän bis Mittel- bzw. Ober-Pliocän 48
D. Überlegungen zur Gesamtzahl der tertiären Spaltenfüllungen 50
1. Wege zur Kenntnisvermehrung 51
2. Zeitliche Aufteilung 51
3. Regionale Verteilung 52
4. Artenzahlen 53
5. Anteil der Nichtsäuger 53
Schriftenverzeichnis 54
Tafel-Erläuterungen 56

Seit der zusammenfassenden Darstellung der fossilführenden tertiären Spaltenfüllungen des Süddeutschen Juras (Dehm 1935, zitiert mit D 1935) und den beiden Ergänzungen hiezu (Dehm 1937 a, 1939) sind die Untersuchungen auf diesem Gebiet, allerdings mit zeitbedingten Unterbrechungen, weitergeführt worden. Im Zusammenhang mit den Aufnahmearbeiten des Instituts für Paläontologie und historische Geologie an der Universität München im Bereich des Nördlinger Rieses sind mehrere Spaltenvorkommen entdeckt bzw. beschrieben worden: Unter-Oligocän von Huisheim (Dehm 1950 a), Unter-Pliocän vom Vohbühl bei Bopfingen (entdeckt von Herrn Buchhalter D. Schwarz in Oberdorf bei Bopfingen; Schröder & Dehm 1950, S. 32—34), Unter-Oligocän von Hagau I und II (Weber 1951), Ober-Oligocän von Burgmagerbein (Schalk 1957), Mittel-Miocän von Bissingen (Schalk 1957) und Unter-Oligocän von Wolferstadt (Weber 1958, weniger in „Spalte" als in flacher Wanne). Darüber hinaus sind weitere entdeckt worden bzw. zu unserer Kenntnis gelangt, über die hier berichtet werden kann, nämlich elf Vorkommen im süddeutschen Jura und eines im Muschelkalkgebiet des oberen Neckars. Damit sind die Möglichkeiten sicher nicht erschöpft; so liegen dürftige Knochenfunde aus einer Spaltenfüllung in zertrümmertem Weißen Jura nahe Zirgesheim östlich Donauwörth, einige zur Datierung gleichfalls nicht ausreichende Knochenfunde aus einer Spaltenfüllung in den Plattenkalken nahe Wintershof-Ost bei Eichstätt vor; Berckhemer (1939, S. XXI) erwähnte eine tertiäre Spaltenfauna aus rotbraunem Lehm, enthaltend „Bruchstücke von Schildkrötenpanzern, Reste von Hirschverwandten und Raubtieren sowie eine Anzahl Nagetierzähne", bei Heidenheim an der Brenz.

Bei unseren Arbeiten an den Spaltenfüllungen hat mehrmals ein bedeutendes Fundgut, insbesondere an Säugergebißresten, geborgen werden können; die systematische Bearbeitung dieser Funde ist im Gange; die bisher erschienenen Arbeiten werden bei den einzelnen Vorkommen aufgeführt. In der hier vorgelegten Untersuchung werden die Vorkommen selbst behandelt, da infolge des fortschreitenden Abbaues in den Steinbrüchen die Mehrzahl der Spaltenfüllungen nur kurze Zeit aufgeschlossen ist und dann der Zerstörung anheimfällt.

Für vielfache freundliche Hilfe und Hinweise und für die Überlassung von Materialien zur Untersuchung danke ich gerne Prof. Dr. K. Frentzen † in Karlsruhe (Unter-Oligocän von Nattheim), Prof. Dr. L. Krumbeck † in Erlangen (Einsichtgewährung in seine Fundnotizen und Aufsammlungen einer unteroligocänen Spaltenfüllung nahe Weißenburg in Bayern II, vgl. S. 47), Bürgermeister M. Bayerlein in Appertshofen (Mittel-Miocän), Prof. Dr. W. O. Dietrich in Berlin, Prof. Dr. E. Hennig in Tübingen, Oberstudiendirektor Dr. E. Köpf in Nagold (Pliocän vom Egenhäuser Kapf), Kreisheimatpfleger Archivinspektor F. Koislmeier in Ingolstadt, Prof. Dr. F. X. Mayr in Eichstätt, Dr. J. Reichart in Ingolstadt (Ober-Oligocän von Gaimersheim), Prof. Dr. O. H. Schindewolf in Tübingen, Prof. Dr. J. Schröder in München (Ober-Oligocän von Weißenburg in Bayern gemeinsam mit dem Verfasser), Dr. Gerold Wagner in Hannover (Unter-Oligocän von Heidenheim in Mittelfranken). Oberkonservatorin Dr. Therese Prinzessin zu Oettingen-Spielberg in München, Konservator i. R. Dr. E. Weber in München und Konservator Dr. K. W. Barthel in München ver-

danke ich tatkräftige Mitwirkung an den Fundstellen. Desgleichen bin ich den Steinbruchbesitzern für ihr Entgegenkommen dankbar. Die Aufnahmen zu Tafel 4, Figur 5—6 verdanke ich Herrn Dr. A. v. Hillebrandt in München.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft in Bad Godesberg danke ich auch hier verbindlich für die entgegenkommende Gewährung förderlicher Mittel.

A. Neue tertiäre Spaltenfüllungen

1. Unter-Oligocän von Nattheim, Kreis Heidenheim (Brenz)
Spalte Nr. 27 in Abb. 5

Herrn Prof. Dr. Kurt Frentzen † in Karlsruhe verdanke ich die freundliche Mitteilung eines bisher nicht bekannten Fossil-Vorkommens in der östlichen Schwäbischen Alb. „Der Unterkieferast von *Pseudosciurus suevicus* wurde von mir 1909 oder 1910 in einer kleinen Bohnerzspalte, die durch eine Steingrube in der Nähe der „Wagner-Grube" im Gewann St. Margareth bei Nattheim aufgeschlossen war, gefunden. Das Fossil liegt auf einer Kluftfläche von Korallenkalk und ist z. T. von Kalksinter bedeckt gewesen bzw. heute noch bedeckt" (Feldpostkarte vom 16. April 1942). Das Belegstück ist vermutlich während des Krieges vernichtet worden.

Kranz (1953, S. 44) hat sich zusammenfassend mit den Bohnerzgruben bei Nattheim, auch mit den Gruben im Wald „St. Margaret", beschäftigt; trotzdem in jenem Gebiet gerade in den Lehmspalten Nattheimer Jurakorallen und ihre Begleitfauna von zahllosen Sammlern begehrt waren, sind tertiäre Wirbeltierfunde auffallenderweise — mit Ausnahme des hier mitgeteilten — aus dem Gebiet unbekannt geblieben. In der bisherigen Lücke der unteroligocänen Spaltenfüllungen zwischen dem Nördlinger Ries und dem Gebiet nördlich von Ulm an der Donau, wo sie einigermaßen reichlich vertreten sind, ist damit nunmehr auch ein Vorkommen nachgewiesen.

Im Zusammenhang mit der Besprechung von Bohnerzgruben nahe der bayerisch-württembergischen Grenze erwähnt Gümbel (1891, S. 195) „in den benachbarten württembergischen Gruben unzweifelhafte Exemplare von *Helix rugulosa* und sonstige diese begleitende Arten, welche über die Zuweisung dieser Bohnerzbildung zur Stufe des Landschneckenkalks keinen Zweifel lassen". Über diese Schneckenfauna aus Nattheimer Bohnerzen ist nichts Näheres bekannt geworden; möglicherweise liegt in ihr ein Äquivalent der unteroligocänen Schnekkenfauna von Arnegg und Mönchsdeggingen vor; diese war zur Zeit Gümbel's noch unbekannt.

2. Unter-Oligocän von Möhren 3,5 km südwestlich Treuchtlingen
Taf. 3 Fig. 1—3; Spalte Nr. 11 in Abb. 5

Wolfgang Wagner 1960, S. 136—137.

Prof. Dr. F. X. Mayr in Eichstätt verdanken wir die erste Mitteilung von Wirbeltierfunden im Steinbruch des Kalkwerkes Möhren 1 km westsüdwestlich Bahnhof Möhren; der Eigentümer des Steinbruchs, Max Graf zu Pappenheim in Schloß Möhren, hat uns in dankenswerter Weise die Grabungsarbeiten ermöglicht und einschlägige Fundstücke überlassen. Die Dickbänke des Weißen Jura Delta werden von vertikalen Schlotten von 5 bis 150 cm Breite durchzogen; diese stehen mit horizontalen Höhlungen, erweiterten Schichtfugen mit Lösungsrillen, abgerun-

deten Wandungen und kolkartigen Vertiefungen in Verbindung. Besonders an der Westwand des Steinbruchs sind solche Karsthohlräume und ihre Füllungen zu beobachten. Eine Nische an der Westwand nahe der Hauptsohle des Bruchs erschloß in den Jahren 1956 bis 1958 in einer bis zu 1,5 m breiten Lösungskluft von unten nach oben

Grobsand, geschichtet, mit 1—3 mm großen Quarzkörnern und zahlreichen verkieselten Jurakalkstückchen, wenig Bohnerzkörnern; fossilfrei;

Lehm mit kleinen und bis zu 15 cm großen Geröllen und mit sehr zahlreichen abgerollten Bohnerzkörnern; fossilfrei.

Im Südteil der Westwand sind in Lösungsfugen zwischen den Dickbänken bis zu 80 cm mächtige, mit groben, bis 25 cm großen, und feineren Geröllen gespickte Lehme eingelagert, welche nesterweise Wirbeltierreste enthalten. Schlämmproben haben nur ganz wenige Zähnchen und Knochenstückchen geliefert. Unter den Geröllen sind die auffälligsten wasserhelle, rosafarbene und gebräunte Quarze, manche wie poliert abgerollt, Lydite (selten), verkieselte Oberjurakalke, Quarzite (selten, triassisch?, kretazisch?). Die Fauna umfaßt nach dem jetzigen Stand: *Pterodon dasyuroides* Gervais; *Suevosciurus fraasi* (F. Major); *Anoplotherium pompeckji* Dietrich, *Diplobune secundaria* (Cuvier), *Cebochoerus* sp., Caenotheriidae gen. indet.; *Palaeotherium curtum* Cuvier, *P.* aff. *curtum* Cuvier, *P. heimi* Stehlin; Testudinidae gen. indet., Crocodilia gen. indet.

Nach dem Vorherrschen von *Palaeotherium* dürfte die Fauna dem älteren Teil des Unter-Oligocäns angehören wie diejenige von Mähringen bei Ulm (Dietrich 1936, S. 163 ff.).

3. Unter-Oligocän von Heidenheim in Mittelfranken
Spalte Nr. 35 in Abb. 5

Herr Dr. Gerold Wagner in Hannover hat im Mai 1955 im Steinbruch des „Schotterwerkes Karl Herrscher — Ansbach", 1 km östlich von Heidenheim, und zwar am Westrand des Dürrenbergwaldes, im Weißen Jura Gamma 2 eine fossilführende Spaltenfüllung entdeckt. Für die Mitteilung danke ich Herrn Dr. Wagner bestens. Es handelt sich um Platten eines gelbbraunen, brekziösen, bohnerzführenden Kalkes, die in mehreren, 0,5 bis 4 cm starken Lagen offenbar eine ehemalige Kleinhöhle oder stark erweiterte Schichtfuge etwa 3 m unter der heutigen Oberfläche ausfüllen. Verstreute Knochen- und Gebißreste von Fledermäusen finden sich auf den Platten oder in sie eingebacken; die zarten Knochen sind meist gut erhalten; sie können keinen langen Transport durchgemacht haben; leider sind bestimmbare, vollständigere Schädel- oder Kieferreste nicht zum Vorschein gekommen. Erst beim Schlämmen des spärlich zwischen den Platten eingeschalteten sandigen Lehmes fanden sich einige spärliche bestimmbare Nagerzähnchen. Die Fauna besteht aus:

Chiroptera, mittelgroße Gattung cf. *Rhinolophus*, zahlreiche einzelne Knochen und Zähnchen, wenige Kieferstücke;

Suevosciurus fraasi (F. Major), rechter p_4 mit 1,8 mm Länge, nach vorne verschmälert; Fragment eines oberen Schneidezahns mit einem Querschnitt von 2,3×1,2 mm, eines unteren Schneidezahns mit 1,7×0,9 mm.

Angesichts der weiten Verbreitung des kleinen Pseudosciuriden in unteroligocänen Spaltenfüllungen kann das Alter der Heidenheimer Spaltenfüllung als Unter-Oligocän angegeben werden.

4. Mittel-Oligocän von Bernloch, Kreis Münsingen

Abb. 1, Spalte Nr. 42 in Abb. 5

Dehm 1950 c, S. 415; Hrubesch 1957 a, S. 10, 15—25; Hrubesch 157 b, S. 261 bis 265; Berger 1959, S. 47—49.

Der Gemeindesteinbruch am Wolfsbühl nächst dem südöstlichen Ortsausgang von Bernloch auf der mittleren Schwäbischen Alb erschließt 10 m grob gebankte Schwammkalke des Weißen Jura Delta. Von oben her ist der Verband der unregelmäßigen Dickbänke stellenweise gelockert; ein Haufwerk größerer und kleinerer Blöcke liegt in Verwitterungslehm eingebettet, insbesondere im südlichen Teil. Hier fand ich am 23. April 1946 etwa 3,0 m unter der Humusdecke

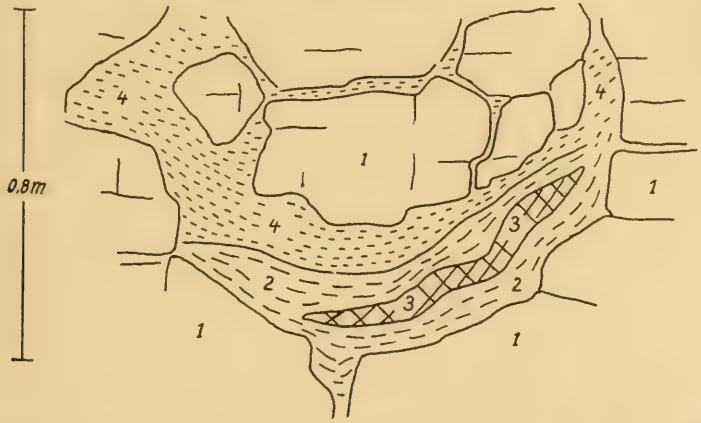


Abb. 1: Mittel-Oligocän von Bernloch, Kreis Münsingen (Nr. 42 in Abb. 5); Gemeindebruch am Wolfsbühl, Ausschnitt aus der Südwand.
1 = Oberfläche des Weißen Jura Delta, kesselförmig vertieft;
2 = gelbbrauner Lehm, fossilfrei;
3 = gelbbraun und grünlich gesprenkelter Lehm, gespickt mit Zähnchen und Knochenresten von kleinen Säugern;
4 = brauner Lehm, fossilfrei.

die Schwammkalk-Oberfläche auf etwa 1 m kesselartig vertieft und von 20 bis 30 cm Lehm ausgefüllt (Abb. 1). Der Lehm besaß im oberen, bis 10 cm mächtigen Teil braune Färbung, im unteren, bis 20 cm mächtigen Teil gelbbraune Farbe. In den gelbbraunen Teil war eine nach den Seiten rasch auskeilende, maximal 7 cm starke Linse eines gelbbraun und grünlich gesprenkelten Lehmes eingeschaltet, welche sich stellenweise von kleinen Zähnen und Knochenstücken wie gespickt erwies; außerdem enthielt sie aus dem Weißjura-Nebengestein etwa 25 Arten kleiner Evertebraten, ferner Selachier-Zähnchen und winzige doppelseitig ausgebildete Bergkristalle. Leider keilte die fossilführende Lage auch beim Abgraben in die Wand hinein rasch aus. Durch Schlämmen wurden rund 1500 einzelne Zähnchen gewonnen.

Die Fauna besteht fast nur aus den Resten von kleinen Wirbeltieren. Von den Zähnchen gehören 89% zu Nagern, 8% zu Caenotheriiden und nur 3% zusammen zu Marsupialia, Insectivora, Chiroptera, Carnivora und Ungulata (ohne Caenotheriidae); dazu kommen noch Reste von Salamandern und von

2 oder 3 Arten Lacertilia. Von den Nagern sind näher untersucht *Melissiodon schaubi bernlochense* Hrubesch (1957 a, S. 15—25) und *Paracricetodon dehmi* Hrubesch (1957 b, S. 251—265); ferner liegen vor *Sciurodon* sp., *Suevosciurus fraasi* (F. Major), *Pseudosciurus* sp., *Sciurus* sp., *Theridomys* sp. (sehr zahlreich, 44% aller Zähne), *Protechimys* sp., *Cricetodon* sp., *Gliravus* sp.

Mit den charakteristischen *Melissiodon, Paracricetodon* und *Protechimys* stimmt diese Kleinwirbeltierfauna zu derjenigen von Ehingen a. d. Donau (Dehm 1935, S. 18—23) und repräsentiert die Rupel-Stufe. Da diese Fauna leicht übersehen werden kann, wird man sich bei genauem Suchen noch weitere Nachweise erhoffen können, die um so wichtiger sind, als in der Ehinger und Bernlocher Fauna ein bezeichnender Teil der Quercy-Fauna, unvermischt, vorliegt.

5. Ober-Oligocän von Weißenburg in Bayern

Taf. 4 Fig. 3—4; Spalte Nr. 47 in Abb. 5

Hrubesch 1957 a, S. 10, 63—68.

In dem Weißjura-Delta-Steinbruch der „Marmorbrüche Weißenburg GmbH. Grimmbruch" am Steinberg südöstlich von Weißenburg, nahe der Bundesstraße nach Eichstätt, war im Sommer 1955 an der Ostwand, in etwa 12 Meter Tiefe von der Oberkante des Bruches gerechnet, der Rest einer mit gelbem, sandreichem Lehm gefüllten vertikalen Röhre von 20 bis 40 cm Durchmesser aufgeschlossen. Gelegentlich einer von Prof. Dr. J. Schröder und mir geleiteten Studenten-Exkursion am 17. Juni 1955 wurden wir darauf aufmerksam, daß der Lehm dieser Röhre auf eine vertikale Erstreckung von 2,5 m schlierenartige Anreicherungen von kleinen und kleinsten Wirbeltierresten enthielt; die Dickbänke des Kalksteins waren damals bereits bis zur Tiefe von etwa 12 Meter abgebaut gewesen. Auch durch Befragen der beteiligten Brucharbeiter hat nicht mehr ermittelt werden können, ob sich die nicht sehr auffallende Röhre vertikal durch die ganze Wand fortgesetzt hatte oder ob sie an einer erweiterten Schichtfuge begonnen und sich von da in die Tiefe verlängert hatte. Herrn Betriebsleiter Grundmann in Weißenburg danke ich für das freundliche Entgegenkommen bei unseren Grabungen.

Durch Schlämmen wurden zahlreiche einzelne Zähnchen und kleine Knochen gewonnen; Kieferstückchen mit Zähnen waren Seltenheiten. Auch hier spielen wieder Nager die größte Rolle. *Archaeomys arvernensis* Laizer & Parieu bestimmt wie in den Spaltenfüllungen von Gunzenheim, Gussenstadt (Dehm 1935, S. 34, 50—51), Gaimersheim (H. Freudenberg 1941, S. 122 ff.) und Burgmagerbein (Schalk 1957, S. 75) das Alter als Ober-Oligocän = Chattium. Hrubesch (1957, S. 67) konnte sein *Melissiodon schröderi,* im Vergleich zu *Melissiodon chatticum* H. Freudenberg aus der Gaimersheimer oberoligocänen Spaltenfüllung, in das jüngere Chattium einstufen. Neben einigen *Eomys, Cricetodon* und *? Dryomys* spielt *Steneofiber* eine Rolle. Außerdem sind Angehörige der Marsupialia, Insectivora, Chiroptera, Carnivora und Artiodactyla durch bescheidene Reste vertreten, ebenso wie Testudinidae, Lacertilia, Crocodilia und Amphibia. Auf zweiter Lagerstätte, nämlich aus den im gleichen Bruch mehrfach vertretenen unteroligocänen Spaltenfüllungen stammend, dürften sich Zahnreste von *Suevosciurus* befinden.

6. Unter-Miocän von Kaisheim, Kreis Donauwörth

Abb. 2; Spalte Nr. 53 in Abb. 5

Im August 1937 erhielt ich vom Forstamt in Kaisheim Fossilfunde mitgeteilt, welche Herr Forstmeister i. R. Häring im Schneefeld-Steinbruch des Waldgebietes Karab an dem Forststräßchen 3,5 km westlich Kaisheim entdeckt hatte; den beteiligten Herren des Forstamtes, insbesondere Herrn Forstmeister i. R. Häring, danke ich auch hier für ihr Entgegenkommen, ebenso verdanke ich Herrn Studienprofessor Dr. A. Gisser † in München selbstlose Grabungshilfe.

„Ein großer Bruch im SW-Eck des Gebietes erschließt dichten Felsenkalk, der stellenweise etwas zersplittert ist; die senkrechten Spalten, welche von roten Lehmen und roten und hellgrünen sandigen Lehmen erfüllt werden, sind ganz

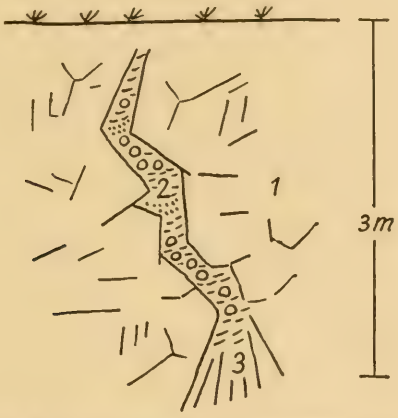


Abb. 2: Unter-Miocän von Kaisheim, Kreis Donauwörth (Nr. 53 in Abb. 5); Schneefeldsteinbruch in der Waldabteilung Karab.
1 = Felsenkalk des Weißen Jura Epsilon, zum Teil beansprucht;
2 = gelbbrauner und rötlicher Spaltenlehm mit Sandlinsen und Geröllen, stellenweise mit Wirbeltierresten;
3 = Abraum.

unversehrt“ (Dehm 1931, S. 232). Seit dem Jahre 1930, in dem diese Beobachtungen geschahen, ist die Südwand des Bruches durch den fortschreitenden Abbau um mindestens fünf Meter zurückverlegt worden, wodurch eine geröll- und fossilführende Spaltenfüllung freigelegt worden ist. Im Westteil der Südwand befindet sich eine NNO-SSW streichende, etwa drei Meter breite Zone, in der der Massenkalk bis zu einer Tiefe von 3 bis 4 Metern in einzelne Blöcke aufgelöst ist, deren Kanten abgerundet sind. Nach unten hin schließen sich die Blöcke zwar näher zusammen, die lehmige Kluftfüllung setzt sich aber in 10 bis 20 cm Breite in die Tiefe fort.

Die gelbbraune lehmige Grundmasse, in der die Blöcke eingebettet liegen, ist gespickt mit Geröllen: vorwiegend 2 bis 3 cm lange, weiße und gelbliche Quarze, einzelne bis 6 cm lang, vereinzelte Lydite, gelbliche dichte Quarzite, auch einzelne kantengerundete Weißjuramassenkalk-Stücke. Während die lehmige Grundmasse ungeschichtet erscheint, höchstens durch rötliche Partien

schlierig gemischt, sind eingeschaltete Lagen eines weißlichen und grünlichen Sandes deutlich geschichtet. In der gelbbraunen und rötlichen lehmigen Grundmasse finden sich vereinzelt oder gruppenweise Knochen- und Zahnbruchstücke. Bei den Grabungen haben sich der Felsenkalk und die Spaltenfüllung doch als sehr viel stärker durch die Ries-Entstehung beansprucht erwiesen, als es bei den ersten Besuchen ausgesehen hatte; alle größeren Stücke sind zerquetscht. Trotz mehrfacher Entnahme größerer Schlämmproben ist die Fauna artenarm geblieben:

Mustelide, von der Größe eines Steinmarders, Metacarpale;

Sciurus sp., von der Größe des *Sciurus feignouxi* Pomel (Viret 1929, S. 55 bis 57), linker p^4 mit Länge × Breite = 1,8 × 1,9 mm, wohl zugehörig ein Bruchstück eines unteren Schneidezahns;

Titanomys cf. *visenoviensis* v. Meyer, mehrere obere und untere Backenzähne nach freundlicher Bestimmung durch Miß Mary Dawson, University of Kansas;

Amphitragulus elegans Pomel; frische m_{1-3} eines bei der Bergung zerfallenen rechten Unterkiefers stimmen in den Struktureinzelheiten und in der Größe (m_1 = 11,2, m_2 = 12,0 mm lang; m_3 ist unvollständig) zu *elegans* (Viret 1929, S. 217—219), und zwar zu dessen etwas größerer Variante; ein einzelner frischer linker p^4 paßt in der Größe hieher, scheint aber gegenüber den französischen Stücken reicher in den Schmelzleistchen zu sein.

Amphitragulus gracilis Pomel; vielleicht zusammengehörige Einzelzähne eines wohl erst bei der Bergung zerfallenen linken Oberkiefers, p^2, p^3, m^1 oder m^2, m^3, zeigen keine Unterschiede gegen die kleine Art aus dem französischen Aquitanium (Viret 1929, S. 227—228).

Rhinocerotidae, gen. indet.; zahlreiche Bruchstücke unterer und oberer Backenzähne belegen ein mittelgroßes, nicht näher bestimmbares Nashorn.

Testudinidae, gen. indet.; eine größere Zahl von Bruchstücken des Rückenpanzers.

Die Altersbestimmung kann sich auf die beiden *Amphitragulus*-Arten und auf *Titanomys* cf. *visenoviensis* stützen; sie sprechen für Gleichaltrigkeit mit den Süßwasserablagerungen von St. Gérand-le-Puy, d. i. Aquitanium. Auch aus der Tatsache, daß die Spaltenfüllung erheblich durch Pressung beansprucht ist, welche nur mit der Riesentstehung im Ober-Miocän in Zusammenhang gebracht werden kann, ergibt sich ein präobermiocänes Alter.

7. Unter-Miocän von der Grafenmühle bei Pappenheim

Taf. 4 Fig. 2; Abb. 3; Spalte Nr. 54 in Abb. 5

Im Weißjura-Delta-Steinbruch über der Grafenmühle bei Pappenheim, betrieben von der Firma „Max Balz Marmorbrüche Pappenheim", sind schon in früheren Jahren fossilführende Spaltenfüllungen angetroffen worden (Dehm 1935, S. 7—8, Unter-Oligocän). Für ihr freundliches Entgegenkommen bei unseren Untersuchungen danke ich der Firma Max Balz in Pappenheim, insbesondere Herrn Fritz Balz und seinem Sohn, Herrn Max Balz. Herr Prof. Dr. W. O. Dietrich in Berlin hat mir in dankenswerter Weise Fundstücke überlassen. Seit 1937 werden immer wieder beim Abbau des „Treuchtlinger Marmors" lehmreiche Spaltenfüllungen angeschnitten, in manchen Jahren in solchem Maße, daß sie den Abbau beeinträchtigen. Dabei handelt es sich um einen offen-

bar zusammenhängenden Spaltenzug, der etwa in NW-SO-Richtung zieht, seitliche Abzweigungen besitzt und sich gelegentlich zu mächtigen Schlotten bis zu 10 m Breite erweitert; von hier aus läßt sich der Spaltenlehm vielfach auch in die durch Auslösung erweiterten Schichtfugen der Dickbänke hinein verfolgen. Die Farbe des Lehmes ist meist hellgelblich mit dunkleren braunen Partien; angewitterte Weißjurablöcke sind stellenweise in großer Menge eingelagert.

Fossilführung ist nur nesterweise nachweisbar. Auffallend waren seit 1937 immer wieder Knochen-, Kiefer- und Zahnreste eines ziemlich großen Rhinocerotiden; an einigen Stellen hatte Schlämmen von Lehmproben einen, wenn auch nur bescheidenen Erfolg, so daß die Altersbestimmung als Unter-Miocän noch nicht mit letzter Sicherheit gegeben werden kann. Die Schlämmproben und die verstreuten Nashornfunde auf die fast ganze bisherige Erstreckung des

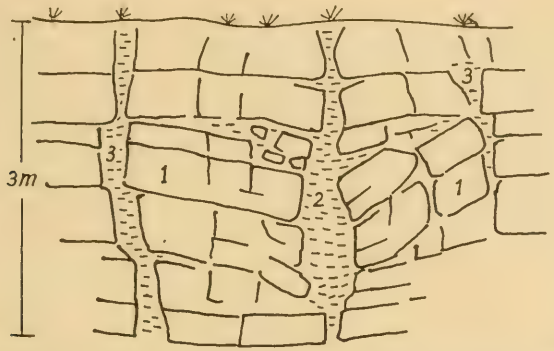


Abb. 3: Unter-Miocän von der Grafenmühle bei Pappenheim (Nr. 54 in Abb. 5, Steinbruch Balz, Ausschnitt aus der Südwand.
1 = Dickbänke des Weißen Jura Delta (Treuchtlinger Marmor);
2 = rötlichgelber Lehm mit spärlichen Wirbeltierresten;
3 = gelber Lehm, fossilfrei.

Spaltenzuges erwecken den Eindruck, daß es sich um ein zusammenhängendes gleichaltriges System von Füllungen handelt. Sicherlich sind diese lehmigen Füllungen in Gestein und Fauneninhalt gänzlich verschieden von der früher aufgeschlossenen unteroligocänen Spaltenfüllung, welche in den Jahren 1932 bis 1934 schon nicht mehr in ursprünglicher Lagerung, sondern nur noch auf den Abraumhalden beobachtet werden konnte und aus einem bohnerz- und quarzführenden plattigen Spaltenkalk mit zahlreichen Resten von *Pseudosciurus* und *Diplobune* bestanden hatte.

Schlämmproben in den Jahren 1938 bis 1942, in der Nähe des heutigen Sägebetriebs, an der Südwand entnommen, enthielten in rötlichgelbem Lehm neben einzelnen Quarzen, Weißjurakalkbröckchen und ausgewitterten Jurafossilien aus dem Nebengestein und einzelnen Bohnerzen eine geringe Wirbeltierfauna:

Sciurus, große Art, Bruchstück eines unteren Schneidezahns;
Caenotheriidae, mittelgroße Art, Unterkieferbruchstück ohne Zähne, einige Knochenstücke;

Cervuline, Spitze eines oberen Eckzahns;
Rhinocerotidae, gen. indet., Zahnstücke;
Testudinidae, gen. indet., Plattenstücke.

Im Sommer und Herbst 1955 erweiterten sich die Lehmspalten nach Süden und Osten besonders stark; es wurden wieder eine Anzahl von Rhinocerotiden-Knochen und -Gebißresten mehrerer Individuen, darunter sowohl starker, männlicher als auch eines schwächeren, weiblichen Tieres gefunden:

Aceratherium lemanense Pomel (Roman 1912, S. 58—64).

Schlämmproben aus den gleichen Lehmpartien hatten nur ein bescheidenes Ergebnis:

Pseudotheridomys parvulus Schlosser, m^1;
Simplicidentata, mittelgroße Art, Bruchstück eines Schneidezahns;
Duplicidentata, kleine Art, Zahnbruchstück;
Caenotheriidae, gen. indet., Zahnbruchstück.

Merkwürdigerweise kamen auch kleine Süßwasserkalkstückchen und Fossilien, die aus solchem Süßwasserkalk stammten, zum Vorschein: Limnaeidae gen. indet., Planorbidae gen. indet., Pupidae gen. indet., Helicidae gen. indet., *Pomatias* sp. (Deckelstücke ohne vorstehende Leisten, also nicht der chattischen Art *antiquum* Brongniart, eher einer miocänen angehörig), ferner *Chara*-Oogonien. Es wäre möglich, daß dieser Süßwasserkalk dem entspricht, welchen Gümbel auf Blatt Neumarkt oberhalb der Grafenmühle einträgt; meine Versuche, diesen Süßwasserkalk aufzufinden und aus ihm ein Fauna zu bekommen, waren vergeblich. Jedenfalls ist der Fossilinhalt der gleichfalls von Gümbel (1891, S. 268) im Gebiet nördlich von Pappenheim angegebenen Süßwasserkalke anders als an der Grafenmühle, nämlich ohne *Pomatias*, mit bezeichnenden Arten des Ober-Miocäns. Ein halber m_2 im Schlämmrückstand gehört zu *Pseudosciurus suevicus* Hensel, zeigt also eine Beimengung von Unter-Oligocän, das ja aus diesem Bruch bereits nachgewiesen ist, an. Nach dem Gesagten dürfte für den Hauptteil der beschriebenen Lehmspalten untermiocänes = aquitanes Alter am wahrscheinlichsten sein.

8. Unter-Miocän von Übermatzhofen südlich Pappenheim
Spalte Nr. 56 in Abb. 5

Beim Besuch des Steinbruchs im „Treuchtlinger Marmor" des Weißen Jura Delta am Kirchenberg über der Steilkante des Altmühltals, 1,3 km östlich Übermatzhofen, erhielt Herr Dr. K. W. Barthel in München am 9. September 1955 von Beschäftigten des Steinbruchs eine kleine Handvoll von Zahn- und Knochenresten aus einer Spaltenfüllung. Beim Besuch unter Führung des Bruchmeisters Karl Müller konnte die durch den Bruchbetrieb in etwa neun Meter Tiefe unter der Oberkante wieder zugängliche, schräge, bis 35 cm weite Kluft näher untersucht werden. Den beteiligten Herren danke ich auch hier bestens.

In der Umgebung der Hauptkluft ist der Verband der Kalksteinbänke gelockert, einzelne Blöcke liegen geneigt, die Fugen zwischen ihnen sind mit bräunlichem Lehm ausgefüllt, dem heller Sand, stellenweise auch Gerölle mit Durchmessern bis zu 5 cm eingeschaltet sind; unter den Geröllen bilden Quarze den Hauptteil, dazu kommen Brauneisenkrusten-Stücke und verkieselte Weißjura-Brocken. Im Schlämmrückstand wiegen gleichfalls Quarze von weißer, gelblicher,

grauer und rosa Farbe vor; kleine Kristallaggregate sind anscheinend Pseudomorphosen von Quarz nach Dolomit.

Die Fauna enthielt lediglich Wirbeltier-Reste:

Mustelide von Steinmarder-Größe, Radius, Ulna-Stück;

Sciuride, große Art, oberer Schneidezahn mit einem Querschnitt von 1,3 × 3,1 mm;

Steneofiber cf. *eseri* v. MEYER, einige Bruchstücke von unteren Schneidezähnen mit dem charakteristischen, 4,5—4,7 mm breiten Schmelzband;

Amphitragulus boulangeri POMEL, zusammengehörige, aus einem zerfallenen linken Oberkiefer stammende p^2—m^2, leicht angekaut; die Zähne entsprechen in Struktur und Größe ganz der französischen Aquitan-Art (VIRET 1929, S. 224—226);

Rhinocerotidae, gen. indet., Bruchstück eines oberen Backenzahns;

Testudinidae, gen. indet., Plattenstücke.

Aus *Steneofiber* cf. *eseri* und *Amphitragulus boulangeri* ergibt sich als wahrscheinliches Alter Unter-Miocän = Aquitanium. Damit ist in der Umgebung von Pappenheim die dritte untermiocäne Spaltenfüllung genannt; ob zwischen den Vorkommen von der Grafenmühle, vom Weinberg (DEHM 1935, S. 9—10) und von Übermatzhofen eine Beziehung besteht, sei zur Diskussion gestellt. Da sich das heutige Altmühltal zwischen Treuchtlingen und Dollnstein während des jüngeren Tertiärs eingetieft haben muß, könnte man bei den drei genannten Örtlichkeiten, alle am unmittelbaren Talrand der Altmühl gelegen, an Dolinenreste einer unterirdischen Auslaugungslinie denken, welche für den späteren Verlauf des Tales selbst maßgebend geworden ist.

9. Mittel-Miocän von Appertshofen nördlich Ingolstadt
Abb. 4; Spalte Nr. 62 in Abb. 5

Bei einer Brunnengrabung im Garten seines Hauses am Westende von Appertshofen im April 1953 stieß der damalige Bürgermeister MICHAEL BAYERLEIN auf eine fossilführende lehmig-sandige Spaltenfüllung, nachdem er den Brunnen-

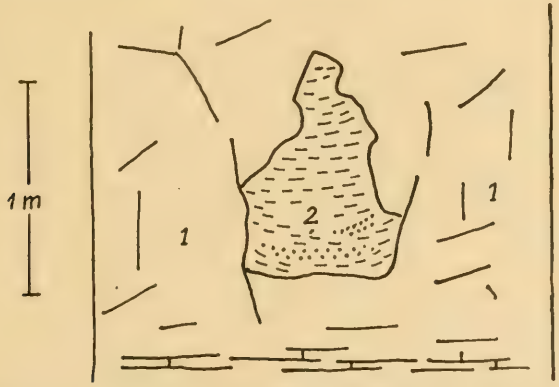


Abb. 4: Mittel-Miocän von Appertshofen nördlich Ingolstadt (Nr. 62 in Abb. 5), Brunnenschacht im Garten des damaligen Bürgermeisters M. Bayerlein, in 6 m
1 = Massenkalk des Oberen Weißen Jura;
2 = gelblicher Lehm und grünlicher sandiger Lehm, beide mit Wirbeltierresten.

schacht sechs Meter tief durch festen, wenig geklüfteten Massenkalk des Oberen Weißen Jura gebrochen hatte. Herr Bürgermeister BAYERLEIN hat sich um die Beachtung und Sicherung der Funde großes Verdienst erworben; ihm und Herrn Kreisheimatpfleger F. KOISLMEIER in Ingolstadt gebührt unser Dank für ihr Entgegenkommen. Die Füllung der von der Schachtwand schräg angeschnittenen Spalte von etwa 60 × 100 cm schrägem Querschnitt bestand aus gelblichem Lehm, welchem feingeschichtete, grünliche, sandige Lehme, besonders im unteren Teil, eingeschaltet waren. Der Lehm war im bergfrischen Zustand steinhart, zerfiel aber leicht beim Einweichen in Wasser. Im Schlämmrückstand fielen kleine Quarzkristalle mit frischen Flächen und kleine, wetzsteinartige Kristalle, laut freundlicher mündlicher Mitteilung durch Herrn Prof. Dr. GEORG FISCHER in München Gips, dazu Brauneisenkügelchen auf. Die Fauna zeichnet sich durch einen hohen Anteil wasserlebender Tiere aus, eine Seltenheit bei Spaltenfüllungen:

Mollusca: *Bythinia* sp., Kalkdeckel;
Pisces: Teleostei, gen. div., zahlreiche Knochen- und Kieferreste;
Amphibia: Salamandridae, gen. indet., Wirbel;
Reptilia: Testudinidae, gen. indet., Panzerplatte;
Trionyx sp., Plattenstück;
Diplocynodon sp., zahlreiche Knochen- und Panzerplattenreste eines kleinen Krokodils;
Mammalia: Insectivora, gen. indet., einige Einzelzähnchen;
Chiroptera, gen. indet., Unterkieferstück;
Rodentia: *Cricetodon* aff. *bourgeoisi* SCHAUB, linker m^1;
Cricetodon aff. *gaillardi* SCHAUB, rechter m^2;
Duplicidentata, gen. indet., Calcaneum.

Die nähere Beschreibung der Fauna, insbesondere der beiden *Cricetodon*-Zähne, wird an anderer Stelle erfolgen. Das Alter läßt sich mit Hilfe der beiden *Cricetodon*-Zähne eingrenzen; der eine steht der burdigalen Art *bourgeoisi* nahe, der andere der torton-sarmatischen *gaillardi,* woraus sich als wahrscheinliches Alter der Spaltenfüllung Helvetium ergibt.

Die Fauna nimmt sowohl nach ihren Leitarten wie nach ihrem Biotop eine in Süddeutschland bisher einmalige Stellung ein. Sie läßt auf eine Ablagerung in einem Süßwasserbecken schließen, die nachträglich in die Spalte umgelagert worden ist; denn die reiche Fisch- und Reptilfauna kann unmöglich in einem begrenzten Karsttümpel gelebt haben. Die Appertshofener Spaltenfüllung dokumentiert vermutlich eine Schichtablagerung, wie sie bis jetzt noch nicht im Bereich des südlichen Fränkischen Jura nachgewiesen worden ist (SCHNITZER 1956, S. 17). Die hier verbreiteten Süßwasserablagerungen haben sich nach ihrer Fauna bisher stets als Ober-Miocän, und zwar meist als Tortonium, erwiesen; es gilt dies für den ganzen Bereich von Regensburg über Kelheim und Ingolstadt bis Neuburg; erst gegen Donauwörth hin lassen sich vortortonische Süßwasserablagerungen, in anderer Fazies als bei Appertshofen, auffinden (SCHETELIG 1960, S. 11—12). Wir müssen also für die Zeit des jüngeren Mittel-Miocäns, des Helvetiums, im Gebiet nördlich von Ingolstadt ein nicht ganz kleines Süßwasserbecken, möglicherweise Flußlauf und Altwässer, mit reicher Fauna postulieren.

10. Unter-Pliocän von Hundersingen, Kreis Münsingen

Spalte Nr. 90 in Abb. 5

Im Besitz des Geologisch-Paläontologischen Instituts und Museums der Universität Tübingen befinden sich zwei Zahnreste, bezeichnet mit „Hundersingen, Lehm aus Spalte im Weißjura δ/ε". An beiden Zähnen haftet gelbbrauner Lehm mit Bohnerzkörnchen.

Hipparion cf. *gracile* Kaup, anscheinend ein m_2, abgerollt, 21,5 mm lang, 10 mm breit, 36 mm hoch; ganz ähnliche Zähne gibt es aus den unterpliocänen Spaltenfüllungen von Salmendingen und Melchingen der Tübinger Alb.

Mastodon sp., ein abgerolltes Schmelzbruchstück von 48 × 36 mm Größe.

Aus dem Auftreten von *Hipparion* folgt pliocänes Alter. Meine Bemühungen, an Ort und Stelle den Fundpunkt und die Fundumstände zu erfahren, sind vergeblich gewesen.

11. Unter-Pliocän (?) von Pfronstetten, Kreis Münsingen

Spalte Nr. 89 in Abb. 5

Ebenfalls im Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität Tübingen liegt das Fragment eines unteren Rhinocerotiden-Molaren, der nach dem anhaftenden Gestein aus einem gelbbraunen Lehm stammt. Der Beizettel enthält die Angabe „Vordiluviale Form, aber nicht älter als Obermiocän. Pliocän? Pfronstetten. Bernloch im W.-J. δ". Die Vermutung pliocänen Alters kann ich auf Grund des Vergleiches der Erhaltungsart bestätigen. Auch hier sind meine Nachforschungen nach der genauen Herkunft des Zahnes erfolglos geblieben.

12. Unter-Pliocän vom Vohbühl bei Bopfingen westlich Nördlingen

Spalte Nr. 91 in Abb. 5

Dehm 1939, S. 121—122; Schröder & Dehm 1950, S. 117; Münzing 1960, S. 204.

Herr Buchhalter D. Schwarz in Oberdorf bei Bopfingen hatte im Jahre 1937 zusammen mit Herrn Prof. Dr. Walter H. Bucher in Cincinnati in einer geröllführenden Spaltenfüllung einen abgerollten unvollständigen Equiden-Zahn gefunden; ich hatte den Zahl als *Equus* spec. bezeichnet und das Alter als „Altdiluvium (?)" angegeben (Dehm 1939, S. 121—122). Herr Prof. Dr. W. O. Dietrich in Berlin hat den Zahn vielmehr auf *Hipparion* bezogen und damit das Alter der Spaltenfüllung vom Vohbühl in Pliocän, der Wahrscheinlichkeit nach in Unter-Pliocän, umbestimmt (Schröder & Dehm 1950, S. 117). Mehrfache Versuche von uns, an der Stelle weitere Belege zur Wirbeltierfauna aufzufinden, sind ebenso ergebnislos verlaufen wie diejenigen, von denen Münzing (1960, S. 204) berichtet.

13. Pliocän vom Egenhäuser Kapf, Kreis Calw

Taf. 4 Fig. 5a—b, 6a—b, Abb. 5

Unteren Muschelkalk, und zwar die obere, kalkig-schieferige Abteilung des Wellengebirges, erschließt der Steinbruch des ehemaligen Schotterwerks am Egenhäuser Kapf, 1,5 km westlich Egenhausen (über Nagold), Kreis Calw (Geologische Spezialkarte von Württemberg 1 : 25 000, Blatt 93, Altensteig; M. Schmidt 1908,

S. 29). An einer Stelle setzt durch die Kalkbänke eine schräge, bis 1,20 m breite und auf mehr als 15 m verfolgbare Kluft; sie ist mit feineren und gröberen Geröllen ausgefüllt; gegen ihren Unterrand wird das Korn feiner und die Schichtung deutlich erkennbar. Sämtliche Komponenten sind, soweit untersucht, kalkfrei; sie dürften aus den gleichen Triasgesteinen bestehen, wie sie FRANK in den Spaltenlehmen bei Waldmössingen und Seedorf auf Blatt Schramberg (BRÄUHÄUSER 1933, S. 72—73) festgestellt hat; ferner sind auch hier die hart verkieselten, an Weißjura erinnernden Stücke des mittelrotliegenden Porphyrtuffs vertreten.

Ganz selten sind nun in dieser Spaltenfüllung abgerollte Wirbeltierreste zum Vorschein gekommen. Durch Dr. E. SCHERTZ † und stud. geol. H. ZÜRN sind einige nicht näher bestimmbare Bruchstücke von Langknochen und Wirbeln mittelgroßer Säuger im Jahre 1938 in die Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts und Museums der Universität Tübingen gelangt. Erst Herrn Oberstudiendirektor Dr. ERNST KÖPF in Nagold gelangen im Februar 1949 und im März 1950 ansprechbare, wenn auch sehr fragmentäre Funde. Alle weiteren Bemühungen, einschließlich meiner eigenen, um ergänzende Funde sind ohne Resultat geblieben. „Ich war zuletzt am 2. Oktober 1960 an der Fundstelle, zum wievielten Male ist gar nicht zu sagen. Es hat sich nie wieder etwas ergeben. Dr. WESTPHAL, der am 2. Oktober dabei war, hat einen Sack voll von dem sandig-lehmigen Material geschlämmt, mit völlig negativem Erfolg" (briefliche Mitteilung von Herrn Oberstudiendirektor Dr. KÖPF vom 13. Oktober 1960).

Herrn Oberstudiendirektor Dr. KÖPF, der das geologische Bild seiner Heimat um einen bedeutungsvollen Zug bereichert hat, danke ich herzlich für die Überlassung der Fundstücke zur Bearbeitung; die Fundstücke werden im Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität Tübingen aufbewahrt werden.

Mastodon sp., von der Größe des *Mastodon angustidens* CUVIER; Backenzahn-Bruchstück, bestehend aus einem angekauten Außenhöcker und anschließendem Rest eines weiteren Außenhöckers (gefunden 1949), Schmelzbruchstück eines Backenzahns (gefunden 1950); Taf. 4 Fig. 6a—b. An dem ersten Fragment mißt der erhalten gebliebene Höcker an der Basis 32 × 22 mm, die Schmelzdicke beträgt 3,5—4,5 mm; charakteristisch ist die Enge des Tales zum nächsten Höcker; ferner war der Höcker verhältnismäßig steil. Beim Vergleich des Bruchstückes mit vollständigen *Mastodon*-Molaren kann es am besten als der vorletzte Außenhügel eines linken m_2 orientiert werden, etwa nach dem, allerdings größeren, m_2 eines *Mastodon angustidens* bei LEHMANN (1950, Taf. 15 Fig. 31) oder auch eines *Mastodon longirostre* bei SCHLESINGER (1922, Taf. 9 Fig. 3). Der Zahn hat der bunodonten Gruppe der Mastodonten angehört; eine artliche Bestimmung verbietet sich natürlich.

Bovidarum, gen. indet., vermutlich Antilope von Hirschgröße, beschädigte linke Patella; Taf. 4 Fig. 5a—b; die ergänzten Maße betragen: Höhe 40, Breite 31, Dicke 23 mm. Bezeichnend ist der kräftige verknöcherte Ansatzknorpel (Fibrocartilago patellae) medial der Basis, ähnlich dem des Hausrindes (NICKEL, SCHUMMER & SEIFERLE 1954, S. 90, Abb. 183), aber noch etwas kräftiger, wohl im Zusammenhang mit einer ausgeprägteren Sprungfähigkeit. Vergleichsmaterial liegt mir nicht vor. Nach der Größe handelt es sich um ein hirschgroßes, vielleicht noch etwas größeres Tier.

Trotz ihrer Dürftigkeit vermögen die beiden Stücke zum geologischen Alter der Spaltenfüllung eine Aussage zu leisten; *Mastodon* ergibt Prä-Pleistocän, eine ziemlich große Antilope Post-Miocän, also P l i o c ä n ; bei der Seltenheit ober- und mittelpliocäner Faunen in Süddeutschland dürfte unterpliocänes Alter wahrscheinlich sein.

Aus der Höhenlage hoch über den pleistocänen Tälern ist bereits mehrfach ein tertiäres Alter für solche Schotter postuliert worden (u. a. M. Schmidt 1920, S. 44; Hennig 1923, S. 340). Nunmehr bestätigt sich diese Vorstellung in den Fossilfunden, nachdem durch K. D. Adam (siehe Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. 1958, S. 60) für eine bohnerzführende Spalte bei Seedorf westlich Oberdorf, 35 km südlich der Eigenhäuser Spaltenfüllung, an Hand einiger Zahnlamellenstücke von *Elephas meridionalis* altpleistocänes Alter nachgewiesen worden war.

B. Berichtigungen früherer Angaben über tertiäre Spaltenfüllungen

1. Zur Frage der „Mischfaunen" in Spaltenfüllungen

Die Vorstellung, daß in ein und derselben Spalte mehrmals Füllungsvorgänge stattgefunden hätten, und daß auf diese Weise „Mischfaunen" gar nicht selten entstanden wären, hat die paläontologische Auswertung von Spaltenfunden gehemmt.

Schlosser (1902, S. 3) hat darauf hingewiesen, daß „zweifellos an verschiedenen Orten Vermischung geologisch jüngerer mit geologisch älteren Formen wenigstens bei der Aufsammlung stattgefunden" hat und „daß überhaupt nur wenige Lokalitäten wirklich stark vermischte Tierreste aufweisen"; auf Grund der ihm vorliegenden alten Fundortsangaben führte er 1902 unter den 27 fossilführenden Fundstellen immerhin 19 als Mischfaunen aus zwei bis fünf Tertiärstufen, auch aus Tertiär und Quartär, an. Eine ganze Anzahl der 19 „Mischfaunen" hat späterer Prüfung nicht standgehalten. Einen kräftigen Stoß hat Kiderlen (1931, S. 218—222) den „Mischfaunen" versetzt, indem er Fundumstände und Fundortangaben der älteren Aufsammlungen nachprüfte; nach ihm wird der Anschein einer Mischfauna meist dadurch erweckt, daß „in der Nähe des namengebenden Ortes eine große Zahl von Schlotfüllungen abgebaut wurde." So konnte er die „Mischfaunen" von Jungnau und Altstatt bei Meßkirch, von Frohnstetten, Veringendorf, Hochberg bei Jungnau, Heuberg, Salmendingen, Melchingen und Veringenstadt ganz oder teilweise bereinigen. Die folgende Zusammenstellung dient der weiteren Klärung der 19 vermeintlichen Mischfaunen an Hand der nachfolgenden, mit den Ziffern 1 bis 12 bezeichneten Befunde. Von Südwesten nach Nordosten sind es:

N e u h a u s e n östlich Tuttlingen: (Ober-Eocän 1), Unter-Oligocän, Ober-Miocän, Unter-Pliocän, Ober-Pliocän, (Pleistocän 3).

H e u d o r f (zum Teil auch Altstatt) bei Meßkirch, Kreis Stockach: Ober-Eocän (= Unter-Oligocän), (Mittel-Miocän 2), (Ober-Miocän 2), Unter-Pliocän, (Pleistocän 3).

T u t t l i n g e n : Unter-Pliocän, (Pleistocän 3).

R u ß b e r g h o f nördlich Tuttlingen: Unter-Pliocän, Ober-Pliocän, (Pleistocän 3).

H e u b e r g - Gebiet westlich Sigmaringen: (Ober-Miocän 4), Unter-Pliocän.

S t e t t e n am kalten Markt westlich Sigmaringen: Mittel-Eocän, Ober-Pliocän.

F r o h n s t e t t e n , Kreis Sigmaringen: Unter-Oligocän, (Unter-Pliocän 2).

Hochberg bei Jungnau, Kreis Sigmaringen: Unter-Oligocän, (Ober-Miocän 2, 5), (Unter-Pliocän 2), Pleistocän.

Jungnau, Kreis Sigmaringen: (Unter-Oligocän 2), (Ober-Miocän 2), (Unter-Pliocän 2).

Veringendorf, Kreis Sigmaringen: (Mittel-Eocän 2), Unter-Oligocän, Ober-Pliocän.

Veringenstadt, Kreis Sigmaringen: (Mittel-Eocän 2), (Ober-Eocän 2), Unter-Oligocän, (Ober-Pliocän 2).

Ebingen, Kreis Balingen: (Unter-Oligocän 5, 6), Unter-Pliocän, (Pleistocän 3).

Melchingen, Kreis Hechingen: (Mittel-Eocän 5), (Unter-Oligocän 2, 5), (Mittel-Miocän 2, 7), (Ober-Miocän 4), Unter-Pliocän, Ober-Pliocän, (Pleistocän 3).

Salmendingen, Kreis Hechingen: (Mittel-Eocän 2, 5), (Ober-Eocän 5), (Mittel-Miocän 2), (Ober-Miocän 4), Unter-Pliocän, Pleistocän.

Willmandingen, Kreis Reutlingen: Ober-Miocän ?, Unter-Pliocän, (Pleistocän 7).

Undingen, Kreis Reutlingen: Unter-Pliocän, (Pleistocän 3).

Heidenheim in Mittelfranken: (Mittel-Eocän 9), Ober-Eocän, (Ober-Miocän 10).

Pappenheim: Unter-Oligocän (11), Unter-Miocän (11).

Raitenbuch nordwestlich Eichstätt: Ober-Eocän, (Pleistocän 7, 12).

Im einzelnen sind bei diesen Faunen folgende Umstände zu berücksichtigen:

1) Da die Einstufung einiger bisher als Ober-Eocän betrachteten Säugerfaunen in Unter-Oligocän zu ändern sein dürfte (Dehm 1950 b, S. 198—199), entfällt für manche Lokalitäten eine Aufteilung der Fauna auf zwei Stufen.

2) Durch Kiderlen (1931, S. 219—221) ausgeschieden.

3) Nur wenige einzelne Reste bilden das Belegmaterial nach Schlosser 1902; im Hinblick auf die Verwechslungsmöglichkeiten und Ungenauigkeiten bei manchen älteren Sammlungsbeständen, über die keine genauen Angaben vorliegen, sollten bei der Beurteilung von „Mischfaunen" solche einzelnen pleistocänen Fundstücke in der Regel unberücksichtigt bleiben.

4) Nach Wehrli (1938, S. 46) liegt die unterpliocäne Form des *Anchitherium aurelianense* (Cuvier) vor.

5) Durch Schlosser (1902, S. 100) ausgeschieden.

6) Durch Dietrich (1929, S. 144) ausgeschieden.

7) Schlosser 1902: Bestimmung bzw. Einstufung nicht sicher.

8) Der einzige Zahn von *Anchitherium aurelianense* (Cuvier), das früher ausschließlich als miocän gegolten hatte, kann nach dem Nachweis dieser Art im Unter-Pliocän einen obermiocänen Faunenanteil innerhalb einer sonst unterpliocänen Fauna kaum mehr dokumentieren.

9) Schertz (1939, S. XIII) untersucht die bisher als *Lophiodon rhinocerodes* Rütimeyer bezeichneten Gebißreste neu und stellt sie als *Lophiodon lautricense* var. *franconica* A. Wagner in das Ober-Eocän, wohin auch die übrigen Funde, *Palaeotherium* und *Diplobune*, passen. Die Spaltenfauna von Heidenheim in Mittelfranken ist also einheitlich.

10) Unter Bezugnahme auf Schlosser (1902, S. 96) führt Wehrli (1938, S. 35) ein *Anchitherium aurelianense* Cuv. vom „Hahnenkamm bei Heidenheim in Spaltenfüllung mit geringer Begleitfauna" an. Prof. Dr. F. Berckhemer † hatte die Freundlichkeit, mir die einschlägigen Belegstücke der Stuttgarter Sammlung zugänglich zu machen und zu erläutern. Diese sind offenbar mit der Sammlung Sigm. Schieder in Amberg 1861 erworben; der alte Beizettel besagt „Bohnerze im weiß. Jura Hahnenkamm" ohne näheren Hinweis auf Heidenheim in Mittelfranken. Als „Begleitfauna" haben sich nur einige *Lophiodon*-Reste ermitteln lassen, welche mit der Sammlung A. Klink im Jahre 1863 ins Stuttgarter Museum gelangt und mit „Bohnerz von Heidenheim" bezeichnet sind. Eine obermiocäne Spaltenfauna von „Heidenheim am Hahnenkamm" ist also mit diesen Objekten nicht zu erweisen.

11) Bei Pappenheim kamen früher an zwei verschiedenen Stellen fossilführende Spaltenfüllungen vor, und zwar an der Grafenmühle Unter-Oligocän und am Weinberg Unter-Miocän (vgl. auch S. 48).

12) Es handelt sich hier nicht um eine Spaltenfüllung, sondern um ein Vorkommen in sandiger Albüberdeckung (Dehm 1935, S. 62).

Ebenso wie im Grimmbruch bei Weißenburg in Bayern im Verlauf von 17 Jahren in einem Bereich von etwa 100×40 m drei, wenn nicht vier, unterscheidbare Spaltenfüllungen mit Säugerfaunen angetroffen worden sind, können ähnliche Verhältnisse anderswo bestanden haben; ganz fraglos werden die Funde in solchen Fällen von Unkundigen durcheinander gebracht. Weitere Beispiele für die räumliche Nähe verschiedenartiger Spaltenfüllungen sind der Bruch an der Grafenmühle bei Pappenheim, möglicherweise der Gemeindebruch von Gaimersheim, das Plattenkalk-Bruchgebiet von Wintershof bei Eichstätt, ebenso dasjenige von Solnhofen-Hartbruch. Mit seltenen, leicht erkennbaren Ausnahmen sekundärer Umlagerung sind die Spaltenfaunen nicht Mischfaunen aus mehreren Stufen, sondern im Gegenteil zeitlich besonders enge Ausschnitte aus der Faunenfolge.

2. *Berichtigung vermeintlich selbständiger oder „tertiärer" „Spalten"-Füllungen*

Eine Anzahl früher genannter Spaltenfüllungen wird nicht mehr anerkannt.

Die „mitteleocäne" Art von Heidenheim in Mittelfranken (Dehm 1935, S. 4) gehört in die dortige oberocäne Fauna (S. 42).

Ebenso bilden die „obereocänen" Arten von Neuhausen östlich Tuttlingen (Dehm 1935, S. 5) keine selbständige Fauna neben der dortigen unteroligocänen Fauna, sondern sind zu ihr zu rechnen (S. 46).

Als „Obereocän" von Würtingen, Kreis Reutlingen, galt der von Weiger (1908, S. 246 nach v. Mandelsloh; Dehm 1935, S. 5) zitierte Zahn des *Palaeotherium isolanum* Cuvier; er ist aber identisch mit dem von Schlosser (1902, S. 35) und Wehrli (1938, S. 35) als *Anchitherium aurelianense* (Cuvier) bestimmten Zahn. Es handelt sich also um Miocän. Seemann (1926, S. 106) vermutete in „den an der Straße nach Ehningen liegenden Bohnerzgruben" die Fundstelle dieses Zahnes. Aus meiner Kenntnis des Gebietes um Würtingen kann ich sagen, daß es viel wahrscheinlicher ist, daß er aus den obermiocänen, molluskenführenden Süßwasserablagerungen stammt, die zusammen mit Basalttuffen den Untergrund des Dorfes Würtingen bilden und bei Grabungsarbeiten stets zutage

kommen. Würtingen scheidet damit als Ort einer obermiocänen bzw. obereocänen Spaltenfüllung aus.

„Wirbeltierreste aus oligocänem Bohnerz von Jungingen" erscheinen bei den Neuzugängen zur Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Tübingen (Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 1929, S. XXXIX). Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. E. Hennig in Tübingen handelt es sich hier um einen Druckfehler. Herr Prof. Hennig hatte von Hochberg bei Jungnau (sic!, nicht Jungingen), Kreis Sigmaringen, aus einer Spaltenfüllung einige wenige, spezifisch nicht bestimmbare Reste kleiner Wirbeltiere erhalten.

Beim „Burdigalium (Mittelmiocän) von Hermaringen a. d. Brenz" haben nochmalige Begehungen keine Ergänzungen zu den früheren Funden (Dehm 1935, S. 58, 73) gebracht. Ich habe im Gegenteil an Ort und Stelle die Überzeugung gewonnen, daß die Beobachtungen, auch die damaligen, nicht ausreichen, um von einer eigentlichen tertiären Spaltenfüllung zu sprechen.

Ebenso wenig dürfen die Spaltenfüllungen mit Fossilien der mittelmiocänen Meeresmolasse, Tomerdingen und Westerstetten (D 1935, S. 12, 73), den wirbeltierführenden Spaltenfüllungen gleichgeachtet werden; wie das Vorkommen von Westerstetten zeigt, kann die Einschwemmung der marinen Anteile erst im Pleistocän erfolgt sein.

Das „Sarmatium (Obermiocän) von Hofstetten O Eichstätt" (Dehm 1935, S. 58, 73) dürfte statt einer Spaltenfüllung eher einer Süßwasserablagerung entstammen. Auf der Südabdachung des südlichen Fränkischen Jura sind limnische Ablagerungen obermiocänen Alters in weiter, flächenhafter Ausdehnung, auch in der Umgebung von Hofstetten, bekannt geworden (Andres 1951, S. 22—30, 51). Bei Adelschlag und Eitensheim nahe Hofstetten enthalten diese Ablagerungen auch Wirbeltierreste. Hofstetten ist also aus der Liste der Spaltenfüllungen zu streichen.

Die „obermiocänen" Arten vom Heuberg-Gebiet bei Frohnstetten, Kreis Sigmaringen, von Salmendingen und Melchingen, Kreis Hechingen, (Dehm 1935, S. 13) gehören in das an den gleichen Orten vertretene Unter-Pliocän.

Die „oberpliocänen" Faunen vom Heppenloch bei Gutenberg, Kreis Nürtingen, (D 1935, S. 15) und von Erpfingen, Kreis Reutlingen, (Dehm 1935, S. 54—55; Heller 1936, S. 1—29; Heller 1958, S. 1—102) werden jetzt in das Pleistocän eingestuft. Zu diesen altquartären Faunen gehört auch diejenige aus der Bärenhöhle bei Erpfingen (Lehmann 1953, S. 437—467), sowie eine in Bearbeitung befindliche Fauna von Schernfeld bei Eichstätt.

C. Der derzeitige Bestand an tertiären Spaltenfüllungen im Schwäbischen und südlichen Fränkischen Jura

Wenn auch jede Spaltenfüllung für sich im geologischen Bild einer Landschaft nur ein punktförmiges Vorkommen darstellt und in ihrer Entstehung von ganz lokalen Faktoren mitbestimmt wird, so hat die durch Kiderlen (1931, S. 223) begonnene Gesamtbetrachtung aller Spaltenfüllungen im Gebiet zu Ergebnissen für den ganzen Bereich geführt (Dehm 1935, S. 72—76). Die folgende Aufstellung der tertiären Spaltenfüllungen im Schwäbisch-Fränkischen Jura knüpft an diese Arbeit von 1935 an, in der die damals bekannten Spaltenfüllungen mit

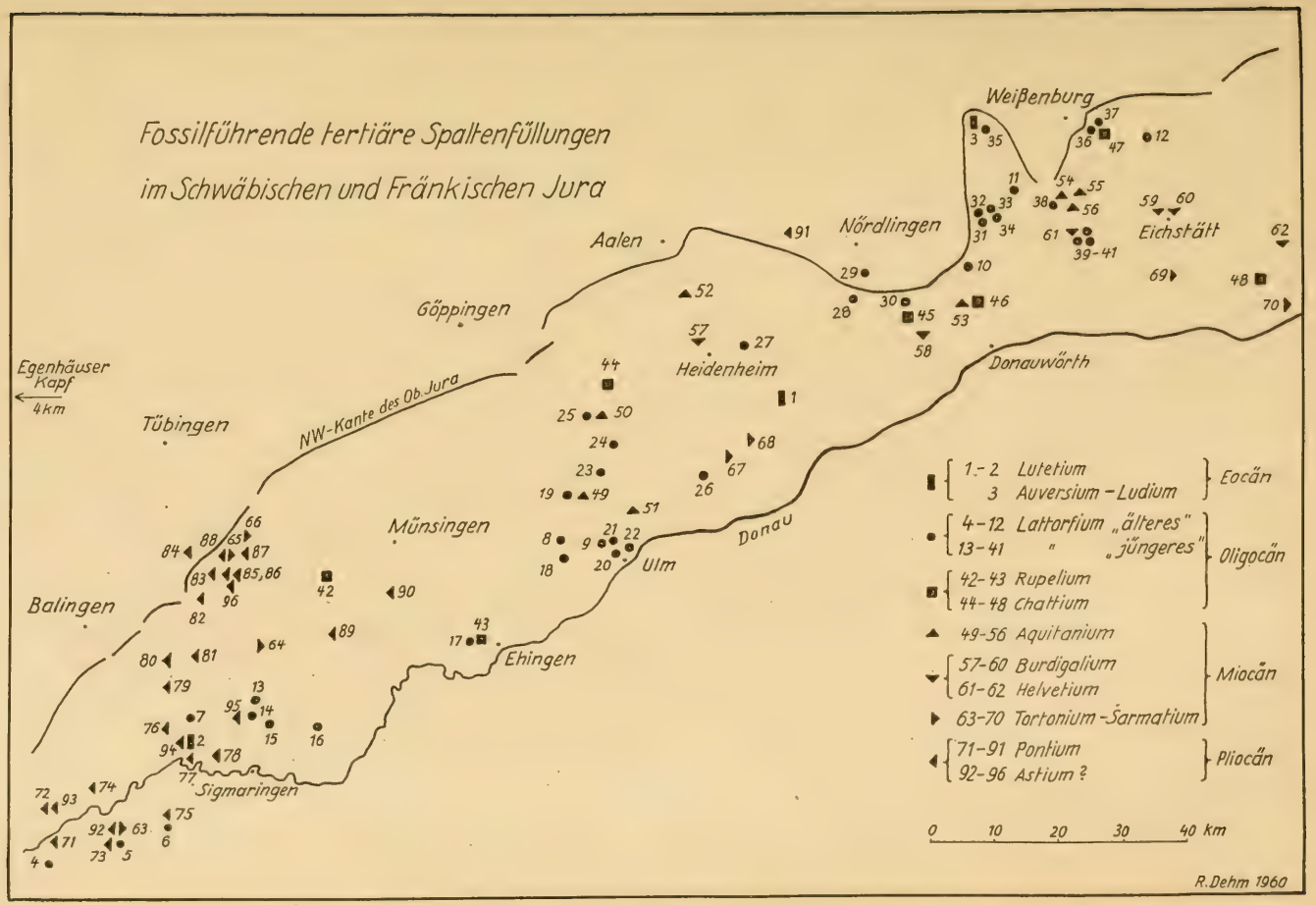


Abb. 5: Kartenskizze der fossilführenden tertiären Spaltenfüllungen im Schwäbischen und Fränkischen Jura nach dem Stande von 1960. Maßstab etwa 1 : 1,6 Millionen. Der Pfeil am linken Rand weist auf das 7 mm (= 4 km) außerhalb der Skizze zu suchende Pliocän vom Egenhäuser Kapf bei Altensteig, Kreis Calw.

ihren Faunen kurz charakterisiert worden waren (zitiert mit D 1935), ferner an die Ergänzungen von 1937 und 1939 (D 1937 a und D 1939); berücksichtigt wurden weiterhin die aus der Kritik der „Mischfaunen" (S. 41) folgenden Berichtigungen. Die Zahlen bedeuten: Anzahl der Säugetier-Arten + Anzahl der übrigen Arten = Gesamtzahl der Arten. Die Reihenfolge geht von Südwesten nach Nordosten. Die Nummernfolge entspricht derjenigen auf der Kartenskizze Abb. 5.

1.—2. Mittel-Eocän (Lutetium), 2 Vorkommen

1. Bachhagel östlich Giengen an der Brenz (Wenz 1930, S. 3255 u. a.; D 1935, S. 4): 0 + 20 = 20. Die Schneckenfauna von Bachhagel steht immer noch isoliert; daher kann ihr Alter, ob unteres Mittel-Eocän oder ob Unter-Eocän, nicht genau angegeben werden.
2. Stetten am kalten Markt westlich Sigmaringen (D 1935, S. 4): 1 + 0 = 1.

3. Ober-Eocän (Auversium-Ludium), 1 Vorkommen

3. Heidenheim in Mittelfranken (früher H. am Hahnenkamm; D 1935, S. 4, 5; Schertz 1939, S. XII; D 1939, S. 122; ferner S. 42): 3 + 0 = 3.

4.—41. Unter-Oligocän (Lattorfium), 38 Vorkommen

Nachdem die *Palaeotherium*-Fauna des Montmartre-Gipses nicht mehr in das Ober-Eocän, sondern in das Unter-Oligocän eingestuft werden muß (D 1950 b, S. 196, 198), werden auch die übereinstimmenden Faunen der Spaltenfüllungen von Frohnstetten, Mähringen, Raitenbuch u. a. in das Unter-Oligocän gezogen. Ich halte sie hier als „ältere" von den schon bisher als Unter-Oligocän angesprochenen Spaltenfaunen, den „jüngeren", die bevorzugt *Pseudosciurus suevicus* Hensel enthalten, getrennt. Dabei bleibt aber vorerst die Frage offen, wie weit es überhaupt möglich ist, eine solche Trennung tatsächlich aufrecht zu erhalten; bei dem derzeitigen Stand der Durcharbeitung der Faunen kann kaum entschieden werden, ob nicht die vorhandenen Unterschiede nur solche fazieller Natur seien, wobei die „ältere" Fauna mehr die größeren Formen, die „jüngere" mehr die kleineren enthielte.

a) „ältere", früher als obereocän betrachtete Fauna, 9 Vorkommen

4. Hattingen, Kr. Donaueschingen (Hattinger Tunnel; D 1935; S. 5): 1 + 0 = 1.
5. Neuhausen östlich Tuttlingen (D 1935, S. 5; D 1937 b, S. 269; Stehlin 1938, S. 277): 5 + 0 = 5.
6. Heudorf und Altstatt bei Meßkirch (D 1935, S. 5; Stehlin 1938, S. 277): 2 + 0 = 2.
7. Frohnstetten, Kreis Sigmaringen (D 1935, S. 4; Stehlin 1938, S. 263—292): 22 + 3 = 25.
8. Wippingen, Kreis Ulm (D 1935, S. 5): 1 + 0 = 1.
9. Mähringen nordwestlich Ulm (D 1935, S. 4—5; Dietrich 1936, S. 163—209; Dehm 1937 b, S. 270—277; Stehlin 1938, S. 291—292): 11 + 10 = 21.
10. Huisheim nördlich Harburg in Schwaben (D 1950 a, S. 253—256; Schröder & Dehm 1950, S. 32—34): 4 + 0 = 4.
11. Möhren südlich Treuchtlingen (Wolfg. Wagner 1960, S. 136—137; ferner Taf. 3 Fig. 1—3 und S. 29): 9 + 2 = 11.
12. Raitenbuch nw. Eichstätt (D 1935, S. 5—6; Stehlin 1938, S. 277): 1 + 0 = 1.

b) „jüngere“ Fauna, 29 Vorkommen

13. Veringenstadt, Kreis Sigmaringen (D 1935, S. 7): 14 + 0 = 14.
14. Veringendorf, Kreis Sigmaringen (D 1935, S. 7; D 1937 b, S. 269—272): 16 + 0 = 16.
15. Hochberg bei Jungnau, Kreis Sigmaringen (D 1935, S. 7): 11 + 0 = 11.
16. Langenenslingen, Kreis Sigmaringen (D 1935, S. 7): 1 + 0 = 1.
17. Ehingen an der Donau (D 1939, S. 115—116): 4 + 0 = 4.
18. Arnegg westlich Ulm (D 1935, S. 6): 0 + 24 = 24.
19. Tomerdingen, Kreis Ulm (D 1935, S. 7): 1 + 0 = 1.
20. Unterer Eselsberg bei Ulm (D 1935, S. 7; D 1937 b, S. 269—279; Miller 1907, S. 436): 16 + 10 = 26.
21. Oberer Eselsberg bei Ulm (D 1935, S. 7): 1 + 0 = 1.
22. Örlinger Tal bei Ulm (D 1935, S. 6; D 1937 b, S. 269—279): 4 + 7 = 11.
23. Westerstetten, Kreis Ulm (D 1935, S. 56—57; D 1937 b, S. 270): 2 + 0 = 2.
24. Weidenstetten, Kreis Ulm (D 1935, S. 15—18; D 1937 b, S. 270—272; Hrubesch 1957 b, S. 251, 265—266): 8 + 0 = 8.
25. Stubersheim, Kreis Ulm (D 1935, S. 7): 2 + 1 = 3.
26. Rammingen, Kreis Ulm (D 1935, S. 6): 0 + 3 = 3.
27. Nattheim, Kreis Heidenheim (Brenz) (S. 29): 1 + 0 = 1.
28. Karlshof südlich Nördlingen (D 1935, S. 7): 0 + 11 = 11.
29. Albuchpyramide südlich Nördlingen (D 1935, S. 7): 0 + 3 = 3.
30. Mönchsdeggingen, Kreis Nördlingen (früher: „Deggingen am Ries“; D 1935, S. 7; D 1937 b, S. 270): 1 + 7 = 8.
31. Hagau, Kreis Donauwörth, I (D 1935, S. 66; Weber 1951, S. 122): 2 + 0 = 2.
32. Hagau, Kreis Donauwörth, II (Weber 1951, S. 119—122): 2 + 0 = 2.
33. Wolferstadt, Kreis Donauwörth, I (D 1935, S. 55—56; D 1937 b, S. 270): 2 + 1 = 3.
34. Wolferstadt, Kreis Donauwörth, II (Webfr 1958, S. 398—406): 6 + 0 = 6.
35. Heidenheim in Mittelfranken (S. 30): 2 + 0 = 2.
36. Weißenburg in Bayern I (Taf. 4 Fig. 1; D 1939, S. 114—115): 5 + 0 = 5.
37. Weißenburg in Bayern II (D 1939, S. 114—115): 3 + 0 = 3.
38. Grafenmühle bei Pappenheim (D 1935, S. 7—8; D 1937 b, S. 270—272. 6 + 0 = 6.
39. Solnhofen, Hartbruch I (D 1935, S. 8 „Mörnsheim“; D 1937, S. 350): 3+0=5.
40. Solnhofen, Hartbruch II (D 1937 a, S. 349—350): 7 + 0 = 7.
41. Solnhofen, Maxbruch (D 1935, S. 8, *Pseudosciurus*-Tibia): 1 + 0 = 1.

42.—43. Mittel-Oligocän (Rupelium), 2 Vorkommen

42. Bernloch, Kreis Münsingen (S. 31, Abb. 1; ferner D 1950 c, S. 415; Hrubesch 1957 a, S. 10, 15—25, 53, 55; Hrubesch 1957 b, S. 251—271; Berger 1959, S. 47—49): 22 + 0 = 22.
43. Ehingen an der Donau (D 1935, S. 18—23; D 1937 b, S. 277—279; D 1950 c, S. 415; Hrubesch 1957 a, S. 52—53; Hrubesch 1957 b, S. 251, 266—267): 6 + 3 =9.

44.—48. Ober-Oligocän (Chattium), 5 Vorkommen

44. Gussenstadt östlich Geislingen (D 1935, S. 48—54): 14 + 3 = 17.

45. Burgmagerbein südöstlich Nördlingen (Schalk 1951, S. 70—91; Hrubesch 1957 a, S. 58—60; Hrubesch 1957 b, S. 251, 268): 27 + 1 = 28.
46. Gunzenheim, Kreis Donauwörth (D 1935, S. 24—48; D 1942, S. 12—13; Hrubesch 1957 a, S. 83—84): 31 + 26 = 57.
47. Weißenburg in Bayern (S. 32, Taf. 4 Fig. 3—4; ferner Hrubesch 1957 a, S. 10, 63—68): 14 + 4 = 18.
48. Gaimersheim nordwestlich Ingolstadt (D 1937 a, S. 350—354; Hr. Freudenberg 1941, S. 99—164; Herre 1949 a, S. 219—225; Andres 1951, S. 18—21; Oettingen-Spielberg 1952, S. 401—428; Hrubesch 1957 a, S. 26—35; Oettingen-Spielberg 1958, S. 261—276; Berger 1959, S. 1—58): 40 + 31 = 71 (unter Berücksichtigung unveröffentlichten Materials der Münchner Sammlung, um dessen Gewinnung sich u. a. Herr F. Schiller in München durch seine unermüdliche Grabungsarbeit in den Jahren 1949 bis 1953 verdient gemacht hat). Die Gaimersheimer Spaltenfüllung zeichnet sich auch durch ihr Volumen aus; mehrere Meter breit, an einer Stelle kesselartig bis auf 6 m verbreitert, war sie auf 6—7 m Höhe und auf eine Länge von über 30 m im Laufe der Jahre durch den Bruchbetrieb und durch unsere Grabungen aufgeschlossen worden. Der südliche Teil, der zuerst freilag und ebenso fossilreich wie die späteren Teile war, schien die Ausfüllung einer unregelmäßig bald engeren, bald weiteren, schrägen Dolomitkluft zu sein und schien sich in den nördlichen Teil ohne merkliche Unterbrechung fortzusetzen. Dabei waren die Roterdekalke und -lehme auf längere Erstreckung fast fossilfrei. Berger (1959 S. 21—22) hat nun an dem häufigen *Caenomeryx filholi* (Lydekker) beobachtet, daß sich die späteren, nur aus dem nördlichen, hauptsächlichen Teil gewonnenen Schädel und Gebißreste von den früheren, aus dem südlichen Teil geborgenen unterscheiden lassen; er hält dabei den südlichen Teil für eine selbständige Füllung, die ein, wenn auch nur geringer zeitlicher Unterschied innerhalb des Ober-Oligocäns von der Hauptfüllung trennt. Es sollen in dieser Richtung die Untersuchungen fortgesetzt werden. Diese Umstände erinnern an Schaub's Beobachtungen an *Cricetodon sansaniense* Lartet von La Grive Saint-Alban (1925, S. 12—13), wo neben den typischen Formen eine besondere Varietät *decedens* Schaub durch einige Kieferfragmente belegt wird, „die sich sowohl durch eine abweichende, hellbräunliche Färbung als auch durch geringere Grösse auszeichnen". Danach möchte man vermuten, daß bei La Grive Saint-Alban die Spaltenfüllungen nicht ganz genau gleichen Alters sind.

49.—56. Unter-Miocän (Aquitanium), 8 Vorkommen

49. Tomerdingen, Kreis Ulm (D 1935, S. 10—11; Tobien 1939, S. 159—180): 25 + 8 = 33.
50. Stubersheim, Kreis Ulm (D 1935, S. 57—58): 5 + 1 = 6.
51. Beimerstetten-Hörvelsingen, Kreis Ulm (D 1935, S. 11): 0 + 1 ? = 1 ?.
52. Oberkochen, Kreis Aalen (D 1935, S. 10): 4 + 2 = 6.
53. Kaisheim, Kreis Donauwörth (S. 33, Abb. 2): 6 + 1 = 7.
54. Grafenmühle bei Pappenheim (S. 34, Abb. 3, Taf. 4, Fig. 2): 7 + 7 = 14.
55. Pappenheim, Weinberg (D 1935, S. 9—10): 8 + 0 = 8.
56. Übermatzhofen südlich Pappenheim (S. 36): 5 + 1 = 6.

57—62. Mittel-Miocän (Burdigalium und Helvetium), 6 Vorkommen

a) Burdigalium, 4 Vorkommen

57. Schnaitheim bei Heidenheim an der Brenz (D 1939, S. 117—119, 121; Herre 1949, S. 219—226; Herre & Lunau 1950, S. 247—252; Hrubesch 1957a, S. 48—51; Berger 1959, S. 39—44): 17 + 10 = 27 (hiezu noch weitere).
58. Bissingen in Schwaben (Flurbezeichnung „Am Wütherich"; Schalk 1957, 91—103; Hrubesch 1957 a, S. 47—48): 15 + 0 = 15.
59. Wintershof-West bei Eichstätt (D 1937 a, S. 354—368; Wehrli 1938, S. 32 bis 33, 42—43; Herre 1949 a, S. 210—227; D 1950 c, S. 321—428; D 1950 d, S. 1—141; Lunau 1950, S. 67—70; Ginsburg 1955, S. 89—90; Obergfell 1957, S. 71—176; Hrubesch 1957 a, S. 35—44; Berger 1959, S. 39—44): 72 + 22 = 94 (hiezu noch unbearbeitetes Material).
60. Wintershof-Ost bei Eichstätt (D 1937 a, S. 368; D 1939, S. 116, 118; Herre 1949 a, S. 219—227; D 1950 d, S. 111—112; Hrubesch 1957 a, S. 45): 12 + 6 = 18.

b) Helvetium, 2 Vorkommen

61. Solnhofen, Hartbruch = „Neue Welt" (D 1935, S. 11—12; D 1937 b, S. 272; D 1942, S. 13—18; D 1944, S. 82—88; D 1950 d, S. 120): 18 + 4 = 22.
62. Appertshofen nördlich Ingolstadt (S. 37, Abb. 4): 5 + 7 = 12.

63.—70. Ober-Miocän (Tortonium und Sarmatium), 8 Vorkommen

63. ?Neuhausen östlich Tuttlingen (D 1935, S. 13): 1 + 0 = 1.
64. Gammertingen, Kreis Sigmaringen (D 1935, S. 13; Wehrli 1938, S. 36): 1 + 0 = 1.
65. ? Willmandingen, Kreis Reutlingen (D 1935, S. 12): 3 + 0 = 3.
66. Genkingen, Kreis Reutlingen (D 1935, S. 12): 2 + 0 = 2.
67. Oberstotzingen, Kreis Heidenheim (Brenz) (D 1935, S. 13): 2 + 0 = 2.
68. Sontheim an der Brenz (Dietrich 1937, S. 541; D 1939, S. 122): 1 + 0 = 1.
69. Attenfeld nördlich Neuburg an der Donau (D 1935, S. 13; Wehrli 1938, S. 26—27; Stromer 1940, S. 80): 22 + 9 = 31.
70. Großmehring östlich Ingolstadt (D 1935, S. 13): 1 + 0 = 1.

71.—91. Unter-Pliocän (Pontium), 21 Vorkommen

71. Tuttlingen (D 1935, S. 14): 2 + 0 = 2.
72. Rußberghof nördlich Tuttlingen (Schlosser 1902, S. 35, 138): 4 + 0 = 4.
73. Neuhausen östlich Tuttlingen (D 1935, S. 14): 7 + 0 = 7.
74. ? Kolbingen, Kreis Tuttlingen (D 1935, S. 14): ?.
75. Heudorf bei Meßkirch, Kreis Stockach (D 1935, S. 14): 3 + 0 = 3.
76. Heuberg-Gebiet bei Frohnstetten, Kreis Sigmaringen (D 1935, S. 14; Wehrli 1938, S. 35): 7 + 0 = 7.
77. ? Thiergarten westlich Sigmaringen (D 1935, S. 14): 1 + 0 = 1.
78. ? Oberschmeien, Kreis Sigmaringen (früher: „Schmeien"; D 1935, S. 14): 2 + 0 = 2.
79. Ebingen, Kreis Balingen (D 1935, S. 14): 4 + 0 = 4.
80. Truchtelfingen, Kreis Balingen (D 1935, S. 14; Heberer 1956, S. 440): 3 + 0 = 3.

81. Bitz, Kreis Balingen (D 1935, S. 14): ?.
82. Ringingen, Kreis Hechingen (D 1935, S. 14): 3 + 0 = 3.
83. Salmendingen, Kreis Hechingen (D 1935, S. 14; Wehrli 1938, S. 34; Heberer 1956, S. 411—412, 441): 22 + 0 = 22.
84. ? Am Farrenberg bei Mössingen, Kreis Tübingen (D 1935, S. 14): ?
85 und 86. Melchingen, Kreis Hechingen, I und II (D 1935, S. 14; Helbing 1936, S. 52; Wehrli 1938, S. 34; Heberer 1956, S. 440): 25 + 0 = 25.
87. Undingen, Kreis Reutlingen (D 1935, S. 13): 4 + 0 = 4.
88. Willmandingen, Kreis Reutlingen (D 1935, S. 14): 1 + 0 = 1.
89. ?Pfronstetten, Kreis Münsingen (S. 38): 1 + 0 = 1.
90. Hundersingen, Kreis Münsingen (S. 39): 2 + 0 = 2.
91. Vohbühl bei Bopfingen westlich Nördlingen (S. 39): 1 + 0 = 1.

92.—96. Mittel- bzw. Ober-Pliocän (Piacentium und Astium)
5 Vorkommen

92. Neuhausen östlich Tuttlingen (D 1935, S. 15): 1 + 0 = 1.
93. Rußberghof nördlich Tuttlingen (D 1935, S. 14): 1 + 0 = 1.
94. Stetten am kalten Markt westlich Sigmaringen (D 1935, S. 14): 1 + 0 = 1.
95. Veringendorf, Kreis Sigmaringen (nicht V'stadt, D 1935, S. 14): 1 + 0 = 1.
96. Melchingen, Kreis Hechingen (D 1935, S. 14): 1 + 0 = 1.

D. Überlegungen zur Gesamtheit der tertiären Spaltenfüllungen im Schwäbischen und südlichen Fränkischen Jura

Versucht man, die Spaltenfüllungen zahlenmäßig zusammenzustellen, dann muß man jene Ungenauigkeit in Kauf nehmen, welche darin liegt, daß nicht bei allen Vorkommen das Alter genügend gesichert ist. In der folgenden Übersicht sind auch die erwähnten fraglichen mitaufgenommen; sie werden das Bild nicht verfälschen, denn die möglichen Fehler der Altersbestimmung liegen etwa zwischen Ober-Eocän und Unter-Oligocän oder zwischen Ober-Miocän und Unter-Pliocän usw.; sie aber ganz wegzulassen, würde eine zahlenmäßig sich auswirkende Verschiebung bedeuten.

Gegenüber der früheren Übersicht (D 1935, S. 72) ergeben sich folgende Änderungen: von den damals erfaßten 79 Vorkommen müssen 12 gestrichen werden (S. 43); es verbleiben 67; hinzu kommen nunmehr 29. Die Gesamtzahl der hier aufgeführten tertiären fossilführenden Spaltenfüllungen des Schwäbischen und südlichen Fränkischen Jura beträgt also 96. Dabei sind nicht eingerechnet die altersmäßig noch unbestimmten von Zirgesheim, Wintershof-Ost und Heidenheim an der Brenz (S. 28). Zur Zeit von Kiderlen's anregenden Gedanken (1931, S. 218 bis 227) waren 49 schwäbische Vorkommen bekannt, abzüglich der seitdem auszuscheidenden (3) und zuzüglich der damals bekannten fränkischen (11 — 1 = 10), also 56; seitdem hat unsere Kenntnis einen Zuwachs von 40 = 71% erfahren.

Die Gesamtzahl kann unter bestimmten Gesichtspunkten aufgegliedert werden. Schlosser (1902, S. 140) hat hiezu die ersten Schritte unter dem Gesichtspunkt der regionalen Verteilung, Kiderlen (1931, S. 223—224) unter dem der stratigraphischen Verteilung getan. Aus dem Stand von 1935 habe ich weitere Erwägungen abgeleitet. Der gegenwärtige Stand ermöglicht eine Kontrolle der

bisherigen Gedankengänge über die fossilführenden Spaltenfüllungen und regt einige weitere an: 1) über die Wege zu ihrer Kenntnisvermehrung; 2) über ihre zeitliche Verteilung; 3) über ihre regionale Verteilung; 4) über die Artenzahl und 5) über den Anteil von Nicht-Säugern in ihren Faunen.

1. Wege zur Kenntnisvermehrung. Die meisten Spaltenfüllungs-Vorkommen sind unscheinbar; es besteht kaum ein Zweifel, daß nicht wenige überhaupt unerkannt bleiben. Die Vermehrung um 29 Vorkommen seit 1935 ist folgendermaßen zustande gekommen:

1 damals übersehene Angabe (72. Unter-Pliocän vom Rußberghof),
1 damals nicht getrennt gehaltenes Vorkommen (41. Unter-Oligocän von Solnhofen-Maxbruch),
1 neue Angabe in der Literatur (68. Ober-Miocän von Sontheim),
2 neue, an das Tübinger Institut gelangte Vorkommen (89. Unter-Pliocän? von Pfronstetten; 90. Unter-Pliocän von Hundersingen),
10 neue, durch Fachgenossen und Interessierte mir freundlich mitgeteilte Vorkommen (Unter-Oligocän von 27. Nattheim, 35. Heidenheim in Mittelfranken, 11. Möhren und 40. Solnhofen-Hartbruch II; 48. Ober-Oligocän von Gaimersheim; 53. Unter-Miocän von Kaisheim; Mittel-Miocän von 59. Wintershof-West, 60. Wintershof-Ost und 62. Appertshofen),
14 neue, bei den Begehungen und Bemühungen durch Mitarbeiter und den Verfasser gewonnene Vorkommen (Unter-Oligocän von 11. Huisheim, 17. Ehingen, 31. Hagau I, 32. Hagau II, 34. Wolferstadt II, 36. Weißenburg I und 37. Weißenburg II; 42. Mittel-Oligocän von Bernloch; Ober-Oligocän von 45. Burgmagerbein und 47. Weißenburg; Unter-Miocän von 54. Grafenmühle und von 56. Übermatzhofen; Mittel-Miocän von 57. Schnaitheim und 58. Bissingen).

Das Ergebnis zeigt deutlich, daß Zufallsfunde kaum eine Rolle spielen; wiederholte Hinweise an Interessierte, an Steinbruchsbesitzer und -arbeiter und planmäßige Begehungen lassen auf die Dauer Erfolge erwarten.

2. Die zeitliche Aufteilung der 96 Spaltenfüllungen auf die einzelnen Tertiär-Stufen ergibt:

Ober-Oligocän	5	Mitt.-Ob. Pliocän	5
Mittel-Oligocän	2	Unter-Pliocän	21
Unter-Oligocän (9 + 29 =)	38	Ober-Miocän	8
Ober-Eocän	1	Mittel-Miocän	6
Mittel-Eocän	2	Unter-Miocän	8
Alttertiär zusammen	48	Jungtertiär zusammen	48

Die früher schon bemerkten Maxima im Unter-Oligocän und Unter-Pliocän (Kiderlen 1931, S. 223) heben sich jetzt noch stärker heraus; das unteroligocäne erscheint natürlich auch dadurch deutlicher, daß ihm jetzt neun früher als Ober-Eocän bezeichnete Vorkommen zugezählt werden. Dieses Ergebnis hat allerdings erwartet werden können, da schon die Anzahl der 1935 bekannten Spaltenfüllungen so groß war, daß grobe Zufälligkeiten nicht mehr stören konnten. Nach den ganz wenigen, auch durch die neuen Bemühungen nicht vermehrten Vorkommen des Eocäns erscheint die Hauptphase, das Unter-Oligocän, als die Hauptbildungszeit für Karstspalten bei gleichzeitig weit und zahlreich verbreiteter Tierwelt auf

der Jurahochfläche. Die Seltenheit des Mittel-Oligocäns möchte ich auch heute teilweise der leichten Übersehbarkeit seiner Kleinfauna zuschreiben. Vom Ober-Oligocän bis zum Ober-Miocän herrscht nunmehr ein recht ausgeglichenes Verteilungsbild von je fünf bis acht Vorkommen, zusammen 27, nachdem bis 1931 aus Ober-Oligocän keines, aus Unter-Miocän 4, aus Mittel-Miocän 1 und aus Ober-Miocän 6, zusammen 11, bekannt waren. Eigentümlicherweise hat sich die Zahl der Unter-Pliocän-Spalten kaum vermehrt; ihre wenigen Neuzugänge ruhen auf dürftigen, meist nur angenähert bestimmbaren Zahnresten.

3. Bei der regionalen Verteilung bleibt das schon 1935 betonte Ergebnis bestehen, daß noch keine tertiären Spaltenfunde im nördlichen Fränkischen Jura entdeckt worden sind. Der Gebietsstreifen von Eichstätt nach Ingolstadt bildet auch heute die Grenze zwischen einem westlichen, Fossilspalten führenden Teil des süddeutschen Jura und einem östlichen, davon freien Teil.

Die Spaltenausfüllung am Schlosse Wolfstein bei Neumarkt östlich von Nürnberg, „in welcher Säugetierknochen durch Aragonit zu einer Art Knochenbreccie verkittet sind", schien Gümbel (1888, S. 39) zu den „Tertiärgebilden" zu gehören; eine nähere Untersuchung hat damals nicht stattgefunden; die Belegstücke sind nicht erhalten geblieben. Über eine gelegentliche Erwähnung in Nürnberger geologischen Lokalnotizen (u. a. Scherzer 1922, S. 179, Fickenscher 1925, S. 113—114) hinaus hat das Vorkommen keine Beachtung gefunden. Im südlichen Schloßgraben sind auch heute noch verschiedene Kluftfüllungen in den Weißjura-Kalken zu beobachten, eine Knochenbreccie allerdings nicht mehr. Schlämmproben aus einem gelblichgrauen feinkörnigen Lehm haben neben ausgewitterten Weißjura-Kleinfossilien auch überkrustete, sicher fossile Kleinwirbeltierreste und Landschneckenschalen geliefert. Die Fauna reicht zur genauen Bestimmung des Alters nicht aus; sie ist jedenfalls nicht älter als Mittel-Pleistocän, eher jünger; alle bestimmbaren Arten leben auch heute noch im Gebiet: *Apodemus sylvaticus* (L.), Arvicoliden der *Microtus-arvalis-agrestis*-Gruppe; Kleinvögel; Teleostei; dazu *Truncatellina cylindrica* (Férussac), *Pyramidula rupestris* (Draparnaud), *Cochlodina orthostoma* Menke, *Clausilia parvula* Studer, *Discus rotundatus* (Müller) u. a. Landschnecken. Da ein unmittelbares Beieinander pleistocäner und tertiärer Spaltenfüllungen bisher nicht beobachtet worden ist, möchte ich vermuten, daß auch die von Gümbel erwähnten Funde eher pleistocänes als tertiäres Alter besitzen.

Nachdem die Nachweise mariner Oberkreide nur im östlichen süddeutschen Jura — mit Ausnahme der in Karsttrichter versenkten Oberkreide-Relikte von Neuburg an der Donau, Wellheim und Solnhofen und einigen ganz spärlichen Einzelstücken bis zum Ries-Ostrand — gelungen sind, darf man auch heute wie 1935 das Fehlen jeglicher Fossilspalten mit der Verbreitung der Oberkreide-Sedimente in Beziehung setzen; unter dem tropischen Tertiärklima war infolge der vorzugsweise sandigen Oberkreide-Bedeckung die Jurahochfläche zu lebensfeindlich für eine Wirbeltierfauna solcher Zahl, daß eine ausreichende Wahrscheinlichkeit für ihre Überlieferung in Spalten gegeben gewesen wäre.

Auch in den großen, bisher freien Flächen des Schwäbischen Jura sind nur wenig Funde gelungen; insbesondere bleiben die von Roll erkannten Lehmflächen mit Verkieselungen (1934, S. 159—161) weiterhin frei von tertiären Spaltenfüllungen, mit der einzigen Ausnahme des Kocher-Brenz-Talzuges, an dessen Ränder sich außer dem bisherigen Unter-Miocän von Oberkochen auch das Mittel-Miocän von Schnaitheim und die von Berckhemer kurz notierte Spaltenfüllung von Heidenheim an der Brenz (S. 28) halten.

Die neuen Vorkommen von Unter-Pliocän, Hundersingen und Pfronstetten, liegen etwas außerhalb des bisherigen Verbreitungsgebietes; sie erweitern den Bereich nach Osten. Besonders auffallend ist die isolierte Lage des Unter-Pliocäns

am Vohbühl bei Bopfingen, auf einem Auslieger vor dem Albrand, wie ihn auch der Farrenberg bei Mössingen südlich Tübingen mit seiner unterpliocänen Spaltenfüllung darstellt. Im übrigen hat der östliche Teil des süddeutschen Jurazuges immer noch keine pliocäne Spaltenfüllung geliefert; die seinerzeitige Vermutung, bei Hagau könne eine solche vorliegen (D 1935, S. 66, Fußnote 1), hat sich nicht bestätigt; der verkieselte Artiodactylen-Wirbel hat sich entsprechend der oligocänen Begleitfauna der alttertiären Gattung *Diplobune* zuweisen lassen.

Mit dem Anwachsen der Zahl der Spaltenfüllungen im ganzen mehren sich auch die Fälle, daß gleichaltrige Spaltenfüllungen in Gruppen nahe beisammen gefunden werden; natürlich spielt die intensivere Begehung einiger Gebietsteile eine gewisse Rolle, aber alle der im folgenden aufgeführten Gruppen können kaum zufällig gebildet sein:

Unter-Oligocän von Veringenstadt, Veringendorf und Hochberg bei Jungnau (Nr. 13—15); Unterer Eselsberg, Oberer Eselsberg und Örlinger Tal bei Ulm (Nr. 20—22); die drei schneckenführenden Vorkommen Mönchsdeggingen, Karlshof und Albuchpyramide südlich Nördlingen (Nr. 28 bis 30); Hagau I und II und Wolferstadt I und II am Ostrand des Nördlinger Rieses (Nr. 31—34); Weißenburg I und II (Nr. 36—37); Solnhofen Hartbruch I und II und Solnhofen Maxbruch (Nr. 39—41);

Unter-Miocän von Grafenmühle, Weinberg und Übermatzhofen bei Pappenheim (Nr. 54—56);

Unter-Pliocän des Gebietes von Tuttlingen, Sigmaringen und Tübingen (Nr. 71—88, besonders 82—88).

Waren einmal zu einer gewissen Zeit in einem bestimmten Gebiet die Voraussetzungen für die Entstehung fossilführender Spaltenfüllungen gegeben, dann hatte auch eine Wahrscheinlichkeit für mehrere solcher Füllungen, auch mit einer ähnlichen Zusammensetzung der Fauna, bestanden.

4. In den Artenzahlen der einzelnen Spaltenfüllungen geben sich Gunst oder Ungunst der Lebens- und der Erhaltungsbedingungen zu den verschiedenen Zeiten und an den einzelnen Stellen kund; bis zu einem gewissen Grade natürlich auch die Intensität der Gewinnungsmethoden.

Zunächst seien für die altersmäßig zusammengehörigen Vorkommen jeweils die Artenzahl der reichsten Lokalität und die Durchschnittszahl aus allen Lokalitäten nebeneinander gestellt:

Ob. Pliocän	alle	1,	Durchschnitt	1,0
Unt. Pliocän	Melchingen	25,	„	5,1
Ob. Miocän	Adelschlag	31,	„	5,3
Mitt. Miocän	Wintershof-West	94,	„	31,3
Unt. Miocän	Tomerdingen	33,	„	9,8
Ob. Oligocän	Gaimersheim	71,	„	38,2
Mitt. Oligocän	Bernloch	22,	„	15,5
Unt. Oligocän	Unt. Eselsberg	26,	„	6,6
Ob. Eocän	Heidenheim	3,	„	3,0
Mitt. Eocän	Bachhagel	20,	„	10,5

In der Größenordnung von 20 bis 30 Arten liegt die Maximalzahl fast gleichmäßig vom Mittel-Eocän bis zum Unter-Pliocän. Davon machen nur 3 oder 4 Vorkommen eine Ausnahme: Ober-Oligocän von Gaimersheim (71) und Gunzenheim (56), Mittel-Miocän von Wintershof-West (94) und vielleicht von Schnait-

heim (27 + ?). Wenn freilich in diesen Einzelfällen die Abbau- und Untersuchungsmöglichkeiten günstig lagen, zeigen doch auch die zugehörigen Durchschnittszahlen, daß zu gewissen Zeiten besonders günstige Verhältnisse für die Füllung von Spalten geherrscht haben mußten. Das Bild der Artenverteilung ändert sich nur wenig, wenn man die Säuger allein betrachtet; auch in diesem Falle ragen Ober-Oligocän und Mittel-Miocän weit über den Durchschnitt heraus.

5. Unter den Nicht-Säugern herrschen Amphibien, Reptilien und Land- und Süßwasserschnecken vor; da diese Gruppen in der Mehrzahl ihrer Vertreter Feuchtigkeit und Wärme verlangen, so kann ihr Anteil an den Spaltenfaunen Rückschlüsse auf das Klima ermöglichen. Im folgenden seien jeweils ihre Artenzahl beim reichsten Vorkommen und die Durchschnittszahl für die betreffende Stufe nebeneinander gestellt:

Ob. Pliocän	—		Durchschnitt	—
Unt. Pliocän	—		„	—
Ob. Miocän	Attenfeld	9,	„	1,1
Mitt. Miocän	Wintershof-West	22,	„	8,2
Unt. Miocän	Tomerdingen	8,	„	2,6
Ob. Oligocän	Gaimersheim	31,	„	13,0
Mitt. Oligocän	Ehingen	3,	„	1,5
Unt. Oligocän	Arnegg	24,	„	2,1
Ob. Eocän	—		„	—
Mitt. Eocän	Bachhagel	20,	„	10,0

In der Zeit vom Ober-Oligocän bis zum Mittel-Miocän liegen wie bei den Säuger-Arten die höheren Werte. Der einzelne hohe Wert im Mittel-Eocän beruht auf der einmaligen Schneckenfauna von Bachhagel. Auch sonst sind reine oder fast reine Schneckenfaunen selten; Arnegg im Unter-Oligocän wird von keiner anderen Füllung hierin erreicht. Für das Ober-Eocän braucht das einzige Vorkommen natürlich nicht repräsentativ zu sein. Die geringe Zahl im Ober-Miocän und der völlige Mangel im Pliocän aber können kaum als zufällig betrachtet werden; es dürften sich hierin die schlechter werdenden Klimaverhältnisse andeuten.

Schriftenverzeichnis

Hier nicht aufgeführte Zitate siehe S. 71)

Berckhemer, F., 1939: Zugänge und Fundberichte. In „Bericht der Württ. Naturaliensammlung in Stuttgart für das Jahr 1939. C. Geologische Abteilung I". — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. **95**, XX—XXI. Stuttgart.

Bräuhäuser, M., 1933: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg. Blatt Schramberg (Nr. 129). 2. Aufl. 1—147. Stuttgart.

Dehm, R., 1931: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. N. Jb. Min. usw. Beil. 67 B, 139—256. Stuttgart.

Dehm, R., 1942: Über einige Amphicyoniden aus süddeutschem Oligocän und Miocän. — Zentralbl. Min. 1942 B, 12—21. Stuttgart.

Dehm, R., 1944: Frühe Hirschgeweihe aus dem Miocän Süddeutschlands. — N. Jahrb. f. Min. Monatsh. 1944 B, 81—98. Stuttgart.

Dehm, R., 1951: Fossile Raubtierzähne. — „Aus der Heimat" **59**, 13—20. Öhringen.

Dietrich, W. O., 1936 a: Die Huftiere aus dem Obereozän von Mähringen auf der Ulmer Alb. — Palaeontogr. 83 A, 163—209. Stuttgart.

Dietrich, W. O., 1936 b: Referat über Dehm 1935. — N. Jb. Min. usw., Referate III. 1936, 540—542. Stuttgart.

Fickenscher, K., 1925: Eine geologische Wanderung in den Neumarkter Jura. — Fränk. Heimat 4, 113—114. Nürnberg.
Ginsburg, L., 1955: De la subdivision du genre Hemicyon Lartet (Carnassier du Miocène). — Bull. Soc. géol. France (6) 5, 85—97. Paris.
Gümbel, C. W. v., 1888: Erläuterungen zu dem Blatte Neumarkt (Nr. XIV) der geognostischen Karte des Königsreichs Bayern. 1—50. Kassel.
Heberer, G., 1956: Die Fossilgeschichte der Hominoidea. — In: H. Hofer, A. H. Schultz & D. Starck, Primatologia I, 379—560. Basel.
Helbing, H., 1936: Die Carnivoren des Steinheimer Beckens. A. Mustelidae. — Palaeontogr. Suppl. - Bd. VIII, Teil V, 1—56. Stuttgart.
Heller, F., 1936: Eine Forest Bed-Fauna aus der Schwäbischen Alb. — Sber. Heidelberg. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. 1936, 2. Abh., S. 1—29. Heidelberg.
Heller, F., 1958: Eine neue altquartäre Wirbeltierfauna von Erpfingen (Schwäbische Alb). — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh. 107, 1—102. Stuttgart.
Hennig, E., 1923: Geologie von Württemberg nebst Hohenzollern. — 1—383. Borntraeger, Berlin.
Hrubesch, K., 1957 b: Paracricetodon dehmi n. sp., ein neuer Nager aus dem Oligocän Mitteleuropas. — N. Jb. Geol. u. Paläont. 105, 250—271. Stuttgart.
Kranz, W., 1953: Die Bohnerze im westlichen und südwestlichen Vorries (Härtsfeld usw.). — Z. Deutsch. Geol. Ges. 104 (1952), 41—52. Hannover.
Lehmann, U., 1950: Über Mastodontenreste in der Bayerischen Staatssammlung in München. — Palaeontogr. 99 A, 121—228. Stuttgart.
Lehmann, U., 1953: Eine Villafranchiano-Fauna von der Erpfinger Höhle (Schwäbische Alb). — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh. 1953, 437—464, Stuttgart.
Miller, K., 1907: Alttertiäre Land- und Süßwasserschnecken der Ulmer Gegend. — Jh. Ver. vaterl. Ver. Naturk. Württ. 63, 435—457. Stuttgart.
Münzing, K., 1960: Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Beobachtungen in der Gegend von Bopfingen (Württemberg). — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. 115, 175—215. Stuttgart.
Nickel, R., Schummer, A. & Seiferle, E., 1954: Lehrbuch der Anatomie der Haustiere. I. Bewegungsapparat. — 1—502. Parey, Berlin und Hamburg.
Obergfell, F., 1957: Vergleichende Untersuchungen an Dentitionen und Dentale altburdigaler Cerviden von Wintershof-West in Bayern und rezenter Cerviden (eine phylogenetische Studie). — Palaeontogr. 109 A, 71—176. Stuttgart.
Oettingen-Spielberg, Th. zu, 1952: Ein oberoligocäner Tapirfund von Gaimersheim bei Ingolstadt in Bayern. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh. 94, 401—428. Stuttgart.
Oettingen-Spielberg, Th. zu, 1958: Neue Tapirfunde aus dem Oberoligocän von Gaimersheim bei Ingolstadt. — Ibidem, 106, 261—276.
Roll, A., 1934: Geologie der Albhochfläche. — Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. 33, 145—162. Stuttgart.
Roman, F., 1912: Les Rhinocéridés de l'Oligocène d'Europe. — Arch. Mus. Hist. Natur. Lyon 11, 1—92. Lyon.
Schalk, K., 1957: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Bissingen. — Geolog. Bavar. 31, 1—108. München.
Schaub, S., 1925: Die hamsterartigen Nagetiere des Tertiärs und ihre lebenden Verwandten. — Abh. Schweiz. Palaeont. Ges. 45, 1—112. Genf.
Scherzer, H., 1922: Empfehlenswerte Wanderungen ins Neumarkt-Freystadter Land. — Fränk. Heimat 1, 179. Nürnberg.
Schetelig, K., 1960: Geologische Untersuchungen im Ries auf den Kartenblättern Donauwörth und Genderkingen. — Inaug.-Diss. Universität München. Dissertationsauszug, 1—32. München.
Schlesinger, G., 1922: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. — Geolog. Hungar. II, 1, 1—284. Budapest.
Schmidt, M., 1908: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte des Königreichs Württemberg. Blatt Altensteig (Nr. 93). — 1—82. Stuttgart.
Schmidt, M., 1920: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg. Blatt Nagold (Nr. 94). 2. Aufl. — 1—83. Stuttgart.
Schnitzer, W. A., 1956: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Denkendorf-Kösching nördlich von Ingolstadt. — Geolog. Bavar. 28, 1—47. München.

Schröder, J. & Dehm, R., 1950: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg — Abh. Naturw. Ver. Schwaben e. V., Augsburg **5**, 1—148. Augsburg.
Seemann, R., 1926: Geologische Untersuchungen in einigen Maaren der Albhochfläche. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. **82**, 81—110. Stuttgart.
Stromer, E., 1940: Die jungtertiäre Fauna des Flinzes und des Schweiß-Sandes von München. Nachträge und Berichtigungen. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturw. Abt. N. F. **48**, 1—102. München.
Tobien, H., 1939: Die Insektenfresser und Nagetiere aus der aquitanen Spaltenfüllung bei Tomerdingen (Ulmer Alb). — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **36**, 159—180. Naumburg (Saale).
Viret, J., 1929: Les faunes des mammifères de l'Oligocène supérieur de la Limagne Bourbonnaise. — Ann. Univ. Lyon, N. S. I, **47**, 1—326. Lyon.
Wagner Wolfgang, 1960: Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in der Südlichen Frankenalb bei Treuchtlingen. — Geol. Blätt. Nordost-Bayern **10**, 130—141. Erlangen.
Weber, E., 1951: Eine neue Lattorfium-Spaltenfüllung von Hagau beim Wemding/Ries. — N. Jb. Geol. u. Paläont. Monatsh. 1951, 119—124. Stuttgart.
Weber, E., 1958: Über ein neues fossilführendes Vorkommen der alttertiären Bohnerzlehmüberdeckung von Wolferstadt (Nördlinger Ries). — Ibidem 1958, 398—406. Stuttgart.
Wenz, W., 1923—30: Fossilium Catalogus. Gastropoda extramarina tertiaria. — 1—3387. Berlin.

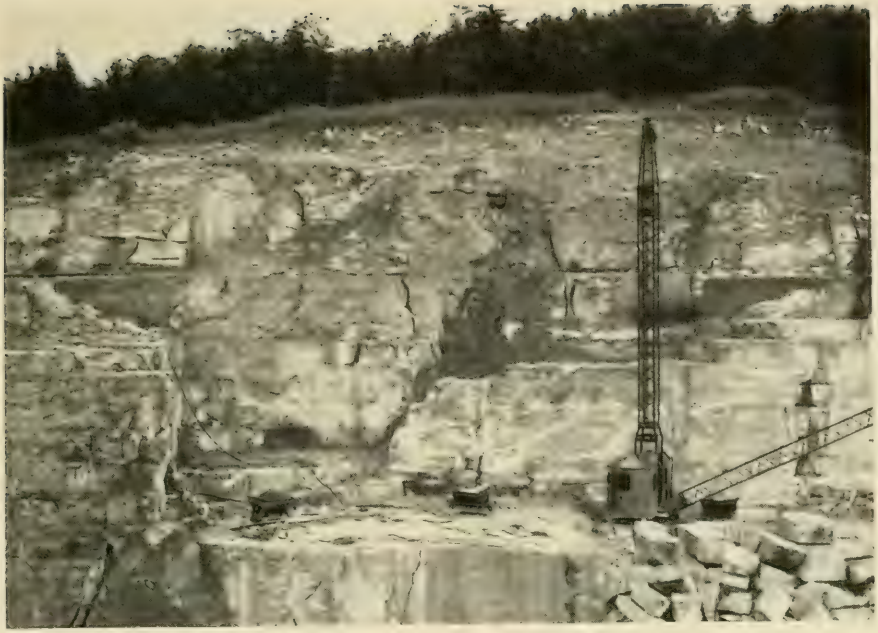
Tafelerläuterungen

Tafel 3

Fig. 1: Unter-Oligocän von Möhren südwestlich Treuchtlingen (Nr. 11 in Abb. 5, S. 29); Steinbruch des Grafen Max zu Pappenheim, Westwand im Sommer 1956. Dickbänke des Weißen Jura Delta in ungestörter Lagerung; darin an mehreren Stellen sandig-lehmige, geröllführende Spaltenfüllungen; links oben 2 cm vom Rand die durch Lösung erweiterte und mit einem Gerölle und Knochen führenden Lehm ausgefüllte Schichtfuge.
Fig. 2: Ausschnitt aus Fig. 1, links oben; Lehm in Lösungsrillen der Kalksteinbänke und die unteroligocäne Füllung.
Fig. 3: Ausschnitt aus Fig. 2; das fossilführende Sediment in der erweiterten Schichtfuge; rechts oberhalb des Hammerkopfes ein Knochenfragment; Länge des Hammers 30 cm.

Tafel 4

Fig. 1: Typische Ausbildung einer fossilführenden Spalte; von einer vertikalen Spalte aus waren einzelne Schichtfugen durch Lösung erweitert und dann mit fossilführenden Verwitterungsrückständen von oben her gefüllt worden. — Unter-Oligocän von Weißenburg in Bayern I (Nr. 36 in Abb. 5, S. 47); Grimmbruch am Steinberg, Mitte der Nordwand im Sommer 1955. Dickbänke des Weißen Jura Delta in ungestörter Lagerung.
Fig. 2: Unter-Miocän von der Grafenmühle bei Pappenheim (Nr. 54 in Abb. 5, S. 34); Südost-Eck des Steinbruchs der Firma Max Balz im Jahre 1955. Dickbänke des Weißen Jura Delta; darin mächtige, zum Teil geschichtete Spaltenlehme.
Fig. 3: Ober-Oligocän von Weißenburg in Bayern (Nr. 47 in Abb. 5, S. 32); Südostteil des Steinbruchs am Steinberg nahe der Straße nach Eichstätt im Sommer 1955. Dickbänke des Weißen Jura Delta, rechts unten Rest einer durch den Abbau abgeschnittenen Kluft mit fossilführendem Lehm.
Fig. 4: Ausschnitt aus Fig. 3; die an die erweiterte Kluft anschließenden Schichtfugen sind hier nur wenig von Lösung betroffen worden; Länge der Handhacke 40 cm.
Fig. 5, a—b: Bovidarum gen. indet., vermutlich Antilope von Hirschgröße, linke Patella; Pliocän vom Egenhäuser Kapf, Kreis Calw; Sammlung Tübingen; natürliche Größe; a) von oben, b) von vorne. S. 40.
Fig. 6, a—b: *Mastodon* sp., von der Größe des *Mastodon angustidens* Cuvier; Backenzahn-Bruchstück; Pliocän vom Egenhäuser Kapf, Kreis Calw; Sammlung Tübingen; natürliche Größe; a) von der Seite, b) von der Kaufläche. S. 40.



1

3

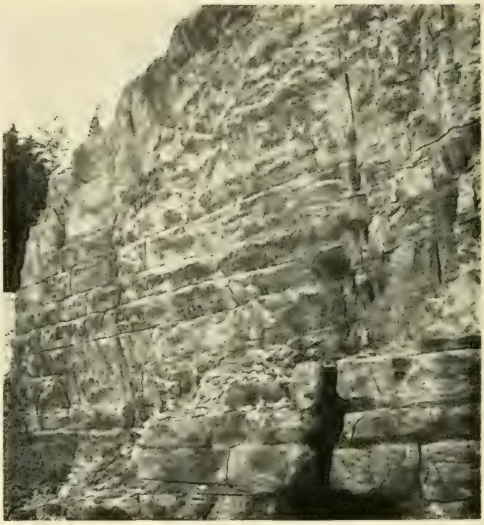
2

Tafel 3

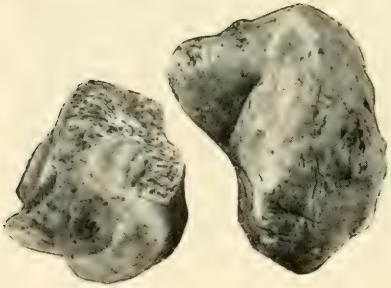
1

2

4



3



5a 5b

6a 6b

Tafel 4

Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1, 57—72. München, 15. März 1961

Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere

Von Richard Dehm, München

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung

Die hohe Zahl bisher bekannt gewordener fossilführender Spaltenfüllungen — mindestens 320 ergibt die Zählung — ermöglicht eine zusammenfassende Betrachtung. Nachdem die vermeintlich zahlreichen „Mischfaunen" auf ganz wenige eingeschränkt werden können, darf man die Vorstellung prägen, „daß in ein und derselben Spalte auch immer nur gleichaltrige Reste eingeschlossen sind". Werden die Spaltenfüllungen als Karstphänomene betrachtet, so werden ihre besonderen Merkmale, nämlich in Hochgebieten abgelagert, auf nur ganz geringe Grundfläche beschränkt, bei uneinheitlichem Gesteinscharakter, mit auf engstem Raum angereichertem Fossilinhalt, nicht stratifiziert, miteinander in Zusammenhang gebracht. Die Konzentration von Tierresten aus einem zeitlich und räumlich engen Bereich macht die Spaltenfaunen mit ihrer hohen Artenzahl und mit einer für populationsstatistische Untersuchungen ausreichenden großen Individuenzahl paläontologisch bedeutsam.

Inhalt

Einleitung 57
A. Die Häufigkeit der fossilführenden Spaltenfüllungen 58
B. Die stratigraphische Reichweite fossilführender Spaltenfüllungen im Schwäbischen und südlichen Fränkischen Jura 59
C. Spaltenfaunen als Karstphänomene 61
D. Die besondere Bedeutung von Spaltenfaunen für die Pälantologie 65
Schriftenverzeichnis 71

Einleitung

Aus einer längeren Beschäftigung mit fossilführenden Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura haben sich einige Ergebnisse von allgemeiner Bedeutung gewinnen lassen, über die bei der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft und der Paläontologischen Gesellschaft in Osnabrück 1951 berichtet worden war (Dehm 1952, S. 101—102). Außerdem haben über ihre reichen Erfahrungen an Fossillagerstätten in Karsthohlformen F. Heller unter besonderer Berücksichtigung der Primatenfunde (1953, S. 16—78) und H. Zapfe unter besonderer Betonung des Verhaltens der Tiere gegenüber Karsthohlformen (1954, S. 1—59)

zusammenfassende Darstellungen gegeben. Bei der Fortsetzung der eigenen Untersuchungen an süddeutschen Spaltenfüllungen sind weitere Ergebnisse erzielt worden (S. 27—56).

Die Spaltenfüllungen zeichnen sich als Fossillagerstätten durch mehrere für die Paläontologie bedeutsame Umstände aus: Fossilreichtum in der sonst fossilarmen terrestrischen Region, kurze Dauer der Entstehungsvorgänge, Konzentration von Landwirbeltierresten auf engstem Raum. Im Folgenden sollen die bei unseren Begehungen gewonnenen Beobachtungen und Erfahrungen im Hinblick auf die allgemeine Bedeutung der fossilführenden Spaltenfüllungen dargestellt und ausgewertet werden.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft in Bad Godesberg hat diese Untersuchungen durch Gewährung von Mitteln in entgegenkommender Weise gefördert, wofür ich auch hier meinen verbindlichen Dank zum Ausdruck bringe.

Bei den einzelnen Angaben zu den Fossilvorkommen in Spalten werden neben den veröffentlichten Materialien und den Literaturangaben auch unveröffentlichte Materialien der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München (Sammlung München) berücksichtigt.

A. Die Häufigkeit der fossilführenden Spaltenfüllungen

Der folgenden Zusammenstellung über die Häufigkeit und Verbreitung der fossilführenden Spaltenfüllungen liegen die erreichbaren Angaben in der Literatur und eigene Erhebungen in süddeutschen Sammlungen zugrunde. Diese Angaben und die zugehörigen Quellen hier im einzelnen zu belegen, würde über den Rahmen der jetzt vorgetragenen Gedanken und Beobachtungen an fossilführenden Spaltenfüllungen hinausgehen, da eine einfache Aufzählung ohne kritische Sichtung nicht möglich ist. Manche in- und ausländischen Vorkommen werden aus noch unveröffentlichten Aufsammlungen und aus weniger zugänglicher Literatur nachzutragen sein. Wenn hier für die jeweiligen Gebiete die Anzahl der fossilführenden Spaltenfüllungen aufgeführt wird, so kann es sich dabei nur um eine Mindestzahl handeln. Die älteren Angaben in den Sammlungen ebenso wie in der Literatur sind oft recht wenig präzise. Auch in der Sache selbst liegt eine Schwierigkeit; wenn mehrere Spalten untereinander in Verbindung zu stehen scheinen, kann man bei nicht besonders günstigen Aufschlußverhältnissen über die Selbständigkeit der einzelnen Spaltenfüllungen in Zweifel geraten.

			Mindestzahl
Perm:	Oklahoma, USA.		3
Rhät-Lias:	Mittel-England, Nordost-Frankreich		10
Tertiär:	Schwäbischer und südlicher Fränkischer Jura	96	
	Schweizer Jura	25	
	Französische Juragebiete (Quercy, Rhône)	16	
	Übriges Europa (Oberrhein, Walbeck, Neudorf, Polgardi, Odessa u. a.)	10	
	Außereuropa	4	151

Pleistocän:	Schwäbischer und südlicher Fränkischer Jura	20	
	Süddeutsches Muschelkalk-Gebiet	18	
	Übriges Deutschland	18	
	Europa, außer Deutschland (Österreich, Ungarn, Tschechoslowakei, Polen, Frankreich, England, Mittelmeer-Länder)	40	
	Außereuropa (Marokko, Algerien, Maskarenen, Südafrika, Palästina, Nord- und Südchina, Japan und seine Inseln, Ostaustralien, Nordamerika)	60	156
	Gesamt:		320

Von den aufgeführten 320 fossilführenden Spaltenfüllungen treffen 253, das sind 79%, auf Europa. Da die Spaltenfüllungen als oberflächennahe und infolge geringer Verfestigung besonders hinfällige Gebilde fast nur in künstlichen Aufschlüssen angetroffen werden, äußern sich in dem hohen Anteil Europas die genauere Kenntnis und die zahlreicheren künstlichen Aufschlüsse. Doch kommen in den Zahlen auch ursprüngliche Besonderheiten zum Ausdruck. So hat innerhalb der europäischen Werte für das Tertiär der süddeutsche Jura ein auffallendes Übergewicht von 96, das sind 65%; darin gibt sich seine Eigenart als langdauernde, von Wirbeltieren zeit- und fleckenweise belebte Karsthochfläche kund, wie sie in solchem Ausmaß und ähnlicher Mannigfaltigkeit kein anderes Gebiet der Erde darstellt.

B. Die stratigraphische Reichweite fossilführender Spaltenfüllungen im Schwäbischen und südlichen Fränkischen Jura

Über die Kenntnis der tertiären fossilführenden Spaltenfüllungen nicht nur des Schwäbischen und Fränkischen, sondern auch des Schweizer und des mittelfranzösischen Jura hatte sich seit ihrer Entdeckung und Bearbeitung im vorigen Jahrhundert wie ein Schleier die Meinung gelegt, es seien in ihnen häufig Tierreste aus verschiedenaltrigen Tertiärstufen vermischt, als hätten die Spalten lange Zeiträume hindurch offengestanden. Zwar haben sich gewichtige Stimmen gegen die Auffassung von einer Uneinheitlichkeit der Spaltenformen gewendet; aber es ist nicht zu verkennen, daß gewisse Vorbehalte auch heute noch unter den Wirbeltier-Paläontologen bestehen und eine allseitige Auswertung der Spaltenfaunen hemmen.

Durch Schlosser (1902), besonders aber durch Kiderlen (1931, S. 218 bis 222) ist eine Bereinigung der Mischfaunen herbeigeführt worden, welche durch eigene Untersuchungen hat fortgesetzt werden können. Das Ergebnis besteht darin, daß zwar unter gleichen Ortsnamen verschiedenaltrige Spaltenfüllungen aufgeführt worden sind, daß aber die Schlußfolgerung, diese verschiedenen Faunen seien in ein und derselben Spalte gefunden worden, in keinem Falle durch Beobachtungen an Ort und Stelle erhärtet ist. Im Gegenteil haben in mehreren Fällen die sehr verschiedenartigen Sedimentreste an den Zähnen und Knochen die Herkunft aus verschiedenen Spaltenfüllungen erwiesen.

Schlossers Monographie der süddeutschen Bohnerzfaunen (1902) hat wesentlich dazu beigetragen, daß bei späteren Funden sorgfältig aufgesammelt wurde. Seit 1902 sind bis heute im süddeutschen Jura mindestens 40 fossil-

führende, zum Teil außerordentlich individuen- und artenreiche tertiäre Spaltenfüllungen sowie einige pleistocäne bekannt geworden. Darunter befindet sich keine einzige unversehrte mit einer „Mischfauna"; das gleiche war auch an allen älteren Fundstellen der Fall, wo Fachkundige sorgsam aufgesammelt hatten. Für die Spaltenfaunen aus den Schweizer und französischen Juragebieten scheint das nämliche zu gelten; die neueren Aufsammlungen (Stehlin, Hürzeler; Depéret, Viret) haben ohne Ausnahme in derselben Spalte jeweils nur Formen gleichen geologischen Alters erbracht.

Nach den paläontologischen Befunden kann also kein Zweifel bestehen, daß die Füllung von Spalten nur ganz kurze Zeit gedauert haben kann, welche einen geologisch kurzen Zeitraum nicht überschritten hat. Wo besonders reiche und charakterisierbare Faunen vorliegen, dort kann das Alter ganz eingeengt werden. Die Fauna von Wintershof-West bei Eichstätt kann nicht nur als Mittelmiocän, sondern viel näher als älteres Burdigalium eingegrenzt werden. Die kaum weniger reiche Fauna von Gaimersheim bei Ingolstadt trägt die Merkmale eines engen Abschnitts aus dem älteren Chattium. Nicht Faunengemische aus verschiedenen Perioden, im Gegenteil, zeitlich eng begrenzte Ausschnitte werden durch Spaltenfaunen dokumentiert (vgl. S. 68—70).

Auch der Überblick über die karstbedingten Eigenarten fossilreicher Spaltenfüllungen weist in die gleiche Richtung; die geologische Situation legt uns in mehrfacher Hinsicht nahe, für die Entstehung von Spaltenfüllungen nur verhältnismäßig kurze Zeiträume anzunehmen. Ist einmal aus einer Karstwanne das mit Fossilresten durchsetzte Verwitterungsmaterial in eine oberflächennahe Kluft eingeflossen, dann wird durch das meist sehr lehmhaltige Sediment gerade diese Stelle abgedichtet und vor weiterer Verkarstung geschützt, mögen sich auch Lösungs- und Füllungsvorgänge in unmittelbarer Nachbarschaft weiterhin abspielen. Nach solchen Vorstellungen, wie sie aus der heutigen, vermehrten Kenntnis der Karstvorgänge erwachsen, ist es unwahrscheinlich, daß sich in ein und derselben Spalte mehrere verschiedene Faunen vermischen. Da die Sedimentmengen von Spaltenfüllungen im Vergleich zu denjenigen stratifizierter Ablagerungen minimal sind, so braucht für die Dauer ihrer Ansammlung und des Füllungsvorganges eine geologisch nennenswerte Zeit nicht angesetzt zu werden.

Nur dort, wo es infolge späterer Wiederbelebung der Verkarstung zu einer umfänglichen Auflösung des spaltenbildenden Gesteins kommt, können auch Spaltenfüllungen in Mitleidenschaft gezogen, umgelagert und vermischt werden.

Zapfe (1954, S. 5) hat auf diese Möglichkeit hingewiesen. An einigen Stellen habe ich ähnliche Beobachtungen gemacht. Bei Westerstetten (Dehm 1935, S. 56 bis 57) waren in einer mächtigen Kluftfüllung pleistocänen Lehmes auch „einige Kubikmeter geschlossener Partien von Bohnerzton" eingebettet; der Bohnerzton enthielt unteroligocäne Säugerreste, der Diluviallehm umgelagerte miocäne Marinfossilien. Wenn verschiedenaltrige Spaltenfüllungen nahe beisammen auftreten, können sich einzelne Zähnchen der älteren Füllung in den Schlämmrückständen der jüngeren finden. So waren in der sonst einheitlichen oberoligocänen Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern (S. 32) einige Zahnreste von Pseudosciuriden, die ihr Häufigkeitsmaximum im Unter-Oligocän erlangten und vielleicht eben noch ins Mittel-Oligocän hineinreichten, enthalten; im gleichen Steinbruch, in 30 bis 50 Meter Entfernung von der oberoligocänen Füllung, waren zwei unteroligocäne mit reichlich *Pseudosciurus suevicus* und *Suevosciurus fraasi* er-

schlossen gewesen, die sich zum Teil auch in erweiterte Schichtfugen hinein fortgesetzt hatten. Es ist leicht vorstellbar, daß sich zur Zeit der Entstehung der oberoligocänen Füllung vereinzelte ältere Objekte auf zweiter Lagerstätte mit den jüngeren mischten. An der Grafenmühle bei Pappenheim (S. 34) waren ebenfalls im gleichen Steinbruch zwei verschiedenaltrige Spaltenfüllungen angetroffen worden; die jüngere, aquitane, lieferte im Schlämmrückstand einen halben *Pseudosciurus*-Zahn, vermutlich umgelagert aus der älteren Füllung. Es wäre sicher verfehlt, aus diesen Vorkommen etwa auf eine längere Lebensdauer der Pseudosciuriden, bis ins Ober-Oligocän oder Unter-Miocän, zu schließen; denn in keiner der reichen oberoligocänen Füllungen, die sich weit entfernt von unteroligocänen befanden, wie Gunzenheim, Gussenstadt, Burgmagerbein, Gaimersheim, ist *Pseudosciurus* aufgetaucht.

Wenn also in ein und derselben Spaltenfüllung neben einer jüngeren Hauptfauna auch vereinzelte Reste einer älteren Fauna zum Vorschein kommen, dann darf man vermuten, daß in der Nähe reiche ältere Spaltenfüllungen vorhanden waren oder noch vorhanden sind. Ferner lehren die über mehr als zwei Jahrzehnte laufend beobachteten Vorkommen in den Steinbrüchen von Weißenburg in Bayern und von der Grafenmühle bei Pappenheim, daß in nächster Nähe, auf eine Entfernung von 30 bis 50 Meter, vielleicht sogar weniger, verschiedenaltrige Kluftfüllungen auftreten. Daß sich bei einer solchen Nähe vereinzelte Reste der älteren Faunen auf zweiter Lagerstätte in den jüngeren Ablagerungen finden, nimmt nicht wunder; von einer „Mischfauna" sollte man dabei aber nicht sprechen.

So darf man sich — mit der aus dem vorigen Abschnitt folgenden, geringen Einschränkung — der Auffassung von Schlosser anschließen, die er nach längerer weiterer Beschäftigung mit Spaltenfunden gewonnen hatte (1923, S. 666): „Die Bohnerzfaunen galten früher vielfach als eine Mischung von Säugetierzähnen aus den verschiedensten Stufen des Tertiärs, da ja auch wirklich von ein und derselben Lokalität die verschiedensten Tierreste durcheinandergemengt vorlagen. Allein dies beruhte darauf, daß nur ausnahmsweise Sachverständige die Aufsammlungen überwacht und die Reste nach ihrem Erhaltungszustand und ihrer Herkunft aus den einzelnen Spalten geschieden hatten. Genauere Sichtung des Materials ermöglichte sowohl für die süddeutschen als auch für die Schweizer Bohnerze eine sehr exakte Unterscheidung der verschiedenen Faunen, so daß wir wohl behaupten dürfen, daß in ein und derselben Spalte auch immer nur gleichaltrige Reste eingeschlossen sind."

C. Spaltenfaunen als Karstphänomene

Die Hauptmasse der Sedimente bilden Ablagerungen des stehenden und fließenden Wassers (Abb. 1 b); ihre Merkmale sind:

1. in Tiefengebieten abgelagert;
2. regional über Hunderte von Quadratkilometern ausgedehnt;
3. Gesteinscharakter und Mächtigkeit gleichmäßig, wenig bzw. allmählich abändernd;
4. Fossilinhalt vorwiegend flächenhaft und mehr oder weniger gleichmäßig verteilt;
5. „stratifiziert", d. i. im Schichtverband.

Zu allen diesen Merkmalen dieser gewöhnlichen Sedimente (1.—5.) stellen sich die Spaltenfüllungen in scharfen Gegensatz: 1*—5* (Abb. 1 a). Abgesehen

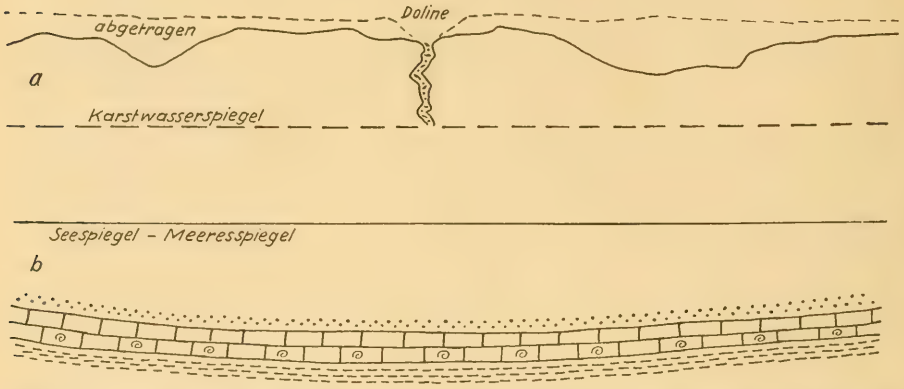


Abb. 1: Vergleich der Spaltenfüllung (a) mit dem in Wasserbecken gebildeten Sediment (b):

Bildungsort:	a) Hochgebiet	b) Tiefengebiet
Ausdehnung:	ganz lokal	regional
Gestein:	ungleichmäßig	gleichmäßig
Fossilinhalt:	konzentriert	verteilt
Schichtverband:	nicht stratifiziert	stratifiziert

von den wenigen Fällen tektonischer und Sonderungs-Klüfte sind die Spaltenfüllungen an hochverkarstungsfähiges Gestein, Kalkstein, Dolomit, Gips, gebunden. Aus solcher Karstbedingtheit werden auch ihre Eigenarten als Fossillagerstätten verständlich.

1*) Karstflächen, die Bildungsregion für Spaltenfüllungen, sind relativ zu ihrer Umgebung H o c h g e b i e t e ; insbesondere liegen sie über dem Grundwasser bzw. Karstwasserspiegel. Solche bevorzugten Hochgebiete sind vor allem die für die tertiären Spaltenfüllungen klassischen Gebiete von West- und Mitteleuropa: der Schweizer Jura, der Französische Jura am Südwestrand des Französischen Zentralplateaus und der Schwäbisch-Fränkische Jura; ferner zählen hierher die Muschelkalkgebiete von Mittel- und Süddeutschland, Kalkgebiete am Rand der ungarischen Tiefebene, paläozoische Kalkgebiete in England, Nordamerika, Ostaustralien und China. Innerhalb dieser Hochgebiete muß aus mehreren Gründen gerade für die fossilreichen Füllungen von Karsthohlformen eine recht oberflächennahe Entstehung angenommen werden. Einmal befindet sich die überwiegende Zahl der bekannten Füllungen des süddeutschen Jura in höchstens 10 bis 12 Meter Tiefe unter der heutigen Oberfläche. Die meisten Spaltenfüllungen, bei denen die Fundtiefe bekannt geworden ist, befanden sich nicht tiefer als 8 Meter unter der heutigen Oberfläche. Es sind zu ihrer Entstehung auch keine umfangreichen Höhlenräume, wie sie die Lagerstätten der pleistocänen fossilreichen Höhlenablagerungen darstellen, zu postulieren; denn es fällt auf, wie selten Kalkspat-Sinter- und -Tropfsteinbildungen zusammen mit tertiären Spaltenfossilien gefunden werden (Frohnstetten, Gunzenheim, ob noch andere?). Ob etwa seit der Entstehung einer heute oberflächennahen Füllung

ein ansehnliches Gesteinspaket darüber abgetragen worden ist, läßt sich im einzelnen Fall nachprüfen; im Spaltenlehm finden sich nämlich in der Regel auch Stücke des die Wand bildenden Gesteins. In keinem Fall hat sich bisher Gestein einer höheren Zone — es sei denn als angewittertes Restgestein einer bereits erniedrigten Landoberfläche — in fossilführenden Spalten beobachten lassen. Auch die Erwägung, daß bei Einsturz oder Einschwemmung in große Tiefe die Knochenreste stark zerstreut und wohl zerstört würden, spricht für oberflächennahe Entstehung der fossilreichen Vorkommen. Daß sich da und dort einzelne Fossilreste auch in größerer Tiefe finden, braucht dem nicht zu widersprechen.

Solche Hochgebiete sind mitsamt ihren oberflächennah gebildeten Spaltenfüllungen gegenüber späteren geologischen Vorgängen stark exponiert. Sie bleiben daher nur erhalten, wenn sie der Erosion möglichst rasch entzogen werden: durch unmittelbare Bedeckung mit transgredierendem Sediment (mariner Lias über rhätoliassischen Spalten im Karbon von Mittelengland, Molasse über alttertiären Spalten im Schweizer Jura, marines Miocän über miocänen Spalten in der Trias von Neudorf a. d. March), durch tektonische Tieferlegung (Muschelkalk mit der paläocänen Spaltenfüllung von Walbeck), durch lange Zeit gleichmäßig flächenhaft tiefliegenden Karstwasserspiegel bei geringster Oberflächenerniedrigung (Schwäbischer und Fränkischer Jura mit alttertiären bis pleistocänen Spalten).

Auf den Hochflächen kann das Einzugsgebiet der durch Rinnsale herbeigeführten tierischen und pflanzlichen Hartteile nur ganz gering sein; der Herkunftsbereich der Wirbeltierreste in Spaltenfüllungen wird also viel mehr davon bestimmt, wie weit Raubtiere und Raubvögel ihre Beute herangetragen haben, als von Flußsystemen.

2*) Spaltenfüllungen nehmen in der Regel nur ganz geringe Grundfläche, oft weniger als einen Quadratmeter, ein; auf der geologischen Karte wären sie punktförmige Vorkommen. Längs- und Querschnitt des Füllungshohlraumes werden von Lösungsformen der Karstsickerwässer, seltener von Auswaschungsformen fließender Karstgerinne bestimmt; bei ersteren herrscht durchwegs die Form vertikaler Spalten, Röhren, Trichter und Schächte, während bei den letzteren auch horizontale Verlängerungen, etwa in Schichtfugen hinein, vorkommen. Es wäre aber verfehlt, den Begriff Spaltenfüllung ganz eng zu fassen. Auch die Füllung von relativ weiten Karsthohlformen, wie sie der Grund von Dolinen und Ponoren oder Karstwannen darstellen, gehört natürlicherweise hierher. Mit Heller (1953, S. 23—26) könnte man sogar die indirekten Karstfolgen der Fossiltrichter im eocänen Braunkohlenfeld des Geiseltales bei Halle aufführen.

3*) Entsprechend den ganz lokal bestimmten Bedingungen an der Entstehungsstelle einer Karsthohlform ist der Gesteinscharakter der Füllung meist sehr uneinheitlich; er wechselt von Spalte zu Spalte und auch innerhalb derselben Spalte. Terrestrische Verwitterungsstoffe, wie grünliche, gelbliche, rote und braune Lehme, Bohnerze als Zeugen fossiler tropischer und subtropischer Böden, sind in den Spalten unversehrt erhalten geblieben. Hinsichtlich der Lagerung lassen sich zwei Fälle unterscheiden. Deutliche Schichtung einer fossilreichen Füllung kennt man im süddeutschen Jura bisher anscheinend nur von der alttertiären Spalte von Frohnstetten, wo sich die Fossilreste in

mehreren voneinander durch fossilfreie Lagen getrennten Schichten befanden (Kiderlen 1931, S. 225, Abb. 1); da die Fauna aus den verschiedenen Lagen von Frohnstetten ganz einheitlich war, tiefunteroligocän (bisher als obereocän bezeichnet, vgl. Dehm 1950, S. 199), kann die Füllung höchstens die Zeit einer geologischen Teilstufe beansprucht haben.

Die von mir beobachteten fossilreichen Spaltenfüllungen zeigen höchstens darin eine Andeutung von Schichtung, daß der Fossilinhalt auf eine Lage, Linse oder Schmitze von wenigen Zentimetern Mächtigkeit einer im übrigen gleichartigen Füllung beschränkt war (Unter-Oligocän von Weidenstetten, Mittel-Oligocän von Bernloch, Mittel-Miocän von Schnaitheim). Die mehrmals beobachtete schlierige Struktur (besonders Mittel-Miocän von Wintershof-West bei Eichstätt, auch Ober-Oligocän von Gaimersheim bei Ingolstadt und Mittel-Oligocän von Ehingen) weist auf Fließbewegung der Füllung im ganzen, also eher auf einen einmaligen Vorgang hin. Man wird dabei an Geschehnisse denken, wie sie sich abspielen, wenn sich in verstopften Dolinen und Ponoren eine Zeitlang oberflächlicher Schutt angesammelt hat und sich bei plötzlichem Durchbruch als Schlammstrom oder bei langsamerem Einfließen als Gekrieche in die Karsthohlräume ergießt (vgl. z. B. Brunner 1933, S. 305). Mitgeführte Wirbeltierreste werden dabei, selbst wenn sie in der Doline noch als zusammenhängende Skelette gelegen haben, zerrissen und durcheinandergemengt. So kommt es, daß zwar oft auch ganz zarte Knochen erhalten sind, aber sehr viel seltener zusammenhängende Skelette. Der Überlieferung mehr oder weniger vollständiger Skelette in Karsthohlformen der Vergangenheit und Gegenwart ist Zapfe (1954, S. 11 ff.) des näheren nachgegangen und hat eine größere Anzahl rezenter und pleistocäner Fälle und ganz weniger tertiärer miteinander vergleichen können.

4*) Auf engstem Raum a n g e r e i c h e r t findet sich in Spaltenfüllungen der Fossilinhalt, mehrfach nach Tausenden und Zehntausenden von Stücken zählend, in weniger als einem Kubikmeter Gestein. Mehrere karstbedingte Vorgänge dürften zu einer solchen Konzentrierung zusammengewirkt haben. Einmal haben wasserführende Vertiefungen als Tränkstellen auf die Bewohner eines Trockengebietes, wie es Karsthochflächen in den warmen Klimazonen weithin darstellen, eine anziehende Wirkung ausgeübt und Tiere in größeren Scharen und regelmäßig angelockt, wie die Herden von Unpaarhufern und Paarhufern, die sich in den Mengen von *Palaeotherium, Diplobune* und *Caenotherium* in den oligocänen Spalten von Frohnstetten, Ulm, Quercy und Gaimersheim, von *Procervulus* in der miocänen Spalte von Wintershof-West kund tun. Wie aus den ungewöhnlichen Mengen von Raubtieren mancher Spalten hervorgeht (Mittel-Miocän von Wintershof-West mit 30 Arten, Ober-Miocän von La Grive Saint-Alban mit 35 Arten nach Viret 1951) sind Räuber in besonderem Maße angelockt worden. Die hohe Zahl von Kleinwirbeltieren in tertiären Spaltenfüllungen darf wohl auf Gewölle von Raubvögeln zurückgeführt werden, welchen die karstbedingten, feuchten Geländeniederungen mit ihrem ganz lokalen Baumwuchs zugleich Horste, Rast- und Jagdplätze geboten haben.

Nur so werden die Massenvorkommen verständlich:

Paläocän von Walbeck	15 000 Fundstücke
Schweizer eocäne Bohnerze	viele Tausende Fundstücke
Unt. Oligocän von Frohnstetten	Hunderttausende, vielleicht über 1 Million Fundstücke

Phosphorite des Quercy	Hunderttausende Fundstücke
Ober-Oligocän von Gaimersheim	über 100 000 Fundstücke,
Mittel-Miocän von Wintershof-West	etwa 100 000 Fundstücke
Mittel-Miocän von Schnaitheim	einige tausend Fundstücke
Unter-Pliocän von Polgardi	über 8 000 Fundstücke.

5*) Spaltenfüllungen sind Fossil-Lagerstätten ohne Schichtverband, sie sind nicht „stratifiziert". Ihr geologisches Alter kann aus Hangendem und Liegendem höchstens in recht weiten Grenzen erschlossen werden. Einmal müssen sie natürlich jünger sein als das spaltenbildende Gestein; zum anderen sind sie älter als ein das Muttergestein mitsamt seinen Spalten oben abschließendes, transgredierendes Sediment, z. B. Oberkreide und Miocän über verkarstetem Jurakalk in Süddeutschland, Lias über Karbon in England u. a.

D. Die besondere Bedeutung von Spaltenfaunen für die Paläontologie

Die hohe Konzentration von Tierresten aus einem räumlich und zeitlich engen Bereich verleiht einer Reihe von Spaltenfaunen eine besondere Bedeutung für die Paläontologie. In der großen Zahl sowohl der Arten als auch der Individuen äußert sich die Stärke der anlockenden und konservierenden Faktoren. Das im Vergleich mit Spaltenfaunen eindrucksvollste Beispel solcher Anlockung und Konservierung auf engstem Raum liefert der Asphaltsumpf von Rancho La Brea in Kalifornien, wo mehr als 220 Tier- und Pflanzenarten (zusammengestellt nach Stock 1949) nachgewiesen werden konnten; nach Individuen gerechnet, befanden sich unter 4303 Vögeln nicht weniger als 2570 Tagraubvögel und unter 4264 Säugern sogar 3890 Raubtiere.

Eine besonders hohe Zahl der Arten haben die eocänen Bohnerze der Schweiz und die eocän-oligocänen Phosphorite des Quercy geliefert. Die Arten verteilen sich auf eine größere Anzahl von Einzelspalten, die nicht immer auseinander gehalten worden sind; die Hauptspalten von Egerkingen, Mormont und Obergösgen in der Schweiz dürften bis zu 80 Arten enthalten haben, ebenso diejenigen von Caylux, Escamps und Mouillac in Frankreich. Das Unterpliocän von Polgardi in Ungarn hat 47 Arten ergeben.

Im süddeutschen Jura hatte die Artenzahl bei Spaltenfaunen bis zu Schlosser's klassischer Arbeit über die Säugetiere der Bohnerze (1902) die Ziffer 26 nicht überschritten:

Unter-Oligocän von Frohnstetten 25, von Arnegg 24 (meist Landschnecken), vom Unteren Eselsberg bei Ulm 26, von Veringendorf 16; Unter-Pliocän von Salmendingen 22, von Melchingen 25. Die späteren Entdeckungen, bei denen auch auf die Kleinfauna und auf eine möglichst quantitative Gewinnung geachtet wurde, ließen die Artenzahlen ansteigen: Ober-Miocän von Attenfeld 31 (Schlosser 1916, S. 9—137), Unter-Miocän von Tomerdingen 33 (Seemann & Berckhemer 1930 mit späteren Ergänzungen), Ober-Oligocän von Gunzenheim 57 (Dehm 1935), Gaimersheim 71 (Dehm 1937 a, H. Freudenberg 1941 mit Ergänzungen), Mittel-Miocän von Wintershof-West über 90 (Dehm 1937 a, 1950 c, 1950 d und Ergänzungen), von Schnaitheim 27 (Dehm 1939 und Ergänzungen).

Die karstbedingten Besonderheiten bringen es mit sich, daß die Welt der mittelgroßen und kleinen Landtiere in großer Artenbreite mit häufigen, aber auch mit seltenen Gruppen in den Spaltenfaunen erscheint.

Die Überlieferung von Kleinwirbeltieren — angelockt von den Schlupfwinkeln eines oberflächlichen Karsttrichters oder eines Höhleneinganges und als Beutetiere von Tag- und Nachtraubvögeln zusammengetragen — war besonders günstig. Unter den Hamsterartigen werden *Cricetodon* im Oligocän von Quercy und von Bernloch und im Miocän von La Grive Saint-Alban, *Melissiodon* im Oligocän von Bernloch und im Miocän von Wintershof-West und Schnaitheim reichlich bezeugt. Unsere Kenntnis von *Theridomys* und *Archaeomys* ruht großenteils auf Spaltenfunden; Quercy und Gaimersheim stehen hier voran. *Eomys* findet sich in den Spalten von Gaimersheim, Tomerdingen, Wintershof-West und Schnaitheim reichlich. *Pseudosciurus* und sein nächster Verwandter *Suevosciurus* sind fast nur in Spaltenfüllungen beobachtet worden. Fledermaus-Reste, im Tertiär sonst selten, sind im Oligocän des Quercy und im Miocän von Wintershof-West in Menge enthalten. Unter den Insektenfressern bieten die sonst so vereinzelten kleinen Dimylidae in der Spalte von Wintershof-West einen Sonderfall mit zwei reichlich vertretenen Arten je einer Gattung; ferner sind die Soricidae hier weit reicher als anderswo überliefert. Den altberühmten kleinen und mittelgroßen Carnivoren aus den Phosphoriten des Quercy mit zahlreichen Gattungen und Arten, aus La Grive Saint-Alban mit 35 Arten schließen sich die 30 Arten von Wintershof-West an, darunter die beiden dachsähnlichen *Broiliana* und *Stromeriella* und der Stinktier-Verwandte *Miomephitis*, bisher nur von da. Seltenheiten haben sich besonders in Spalten finden lassen: Schuppentiere *(Teutomanis)* im Oligocän von Quercy, Gaimersheim und Gunzenheim (Sammlung München), im Miocän von Solnhofen, Wintershof-West und -Ost (Sammlung München). Auch Eidechsen- und Kleinvögel-Knochen kommen in der Spalte von Wintershof-West reichlich vor. Salamander-Reste aus Spaltenfüllungen, und zwar wieder aus dem Mittel-Oligocän von Ehingen, Ober-Oligocän von Gaimersheim und aus dem Mittel-Miocän von Wintershof-West, Wintershof-Ost und Schnaitheim haben mit 9 Gattungen und 13 Arten (Herre, Lunau) zugleich paläogeographische Beziehungen erkennen lassen. Ganz bedeutende Kenntnis verdanken wir den Primaten aus Spaltenfüllungen: Paläocän von Walbeck, Eocän der Schweizer Bohnerze, Oligocän von Quercy, Miocän von Neudorf an der March, Unterpliocän von Salmendingen und Melchingen, Alt-Pleistocän von Südafrika (vgl. Heller 1954). Daß auch die in anderen Ablagerungen reichlichen Gruppen, wie Huftiere, in den Spaltenfüllungen Sonderformen liefern, zeigen die gattungs- und artenreichen eocänen Perisso- und Artiodactyla in den Schweizer Bohnerzen ebenso wie die besonders mannigfaltigen Artiodactyla in den Phosphoriten des Quercy an.

Allein aus der hohen Zahl von Resten derselben Art leitet sich die Wahrscheinlichkeit ab, daß neben normalen Formen auch Abweichungen davon, nämlich mißgebildete, krankhafte und verletzte bzw. wiedergeheilte auftreten. Unter den Materialien von Gaimersheim und Wintershof-West sind solche zu beobachten, ebenso wie in dem riesigen Fundgut von Rancho La Brea (Stock 1949, S. 25, 38). Ihr Zahlenverhältnis zu normalen und gesunden Stücken ist aber so gering, daß keinesfalls auf eine besondere Anfälligkeit, Degeneration und Aussterbe-Drohung geschlossen werden kann, wie es nach Abel (1931) bei den pleistocänen Höhlenbären von Mixnitz der Fall sein könnte.

Landlebewesen herrschen bei weitem vor. Auch extreme Landtiere, wie die Savannen-, vielleicht beginnenden Steppenbewohner *Palaeotherium* und die baumbewohnenden Schlafmäuse, Eichhörnchen und Marder. Bachmayer (1953,

S. 25—30) hat auf das Auftreten von Tausendfüßlern aus der altpleistocänen Spalte von Hundsheim hingewiesen; Diplopoden-Reste fanden sich auch in den oberoligocänen Spalten von Gunzenheim (Dehm 1935, S. 47) und Gaimersheim (Sammlung München) und in der mittelmiocänen Spalte von Wintershof-West (Sammlung München). Landschnecken sind in verhältnismäßig wenigen Spaltenfüllungen nachgewiesen worden, so in den liassischen Füllungen von Somerset, im Eocän von Bachhagel, in Quercy-Phosphoriten, im Unter-Oligocän von Arnegg, Mähringen, vom Oerlinger Tal und Unteren Eselsberg bei Ulm, von Stubersheim, Rammingen, von drei Stellen am Südrand des Nördlinger Rieses, ferner im Ober-Oligocän von Gunzenheim und Gaimersheim, aus dem Unter-Miocän von Tomerdingen und — nur in einem einzigen Stück — aus dem Mittel-Miocän von Wintershof-West. Landpflanzen-Reste sind naturgemäß in Spalten nur unter besonderen Voraussetzungen erhalten geblieben; Zapfe (S. 7) stellt die bisherigen Funde der verkalkten und damit erhaltungsfähigen Samen des Zürgelbaumes *Celtis* von vier tertiären und sieben pleistocänen Vorkommen zusammen. Zu dieser Liste gesellen sich das Ober-Oligocän von Gaimersheim (Sammlung München), pleistocäne Spaltenfüllungen bei Nikolsburg in Mähren (Lozek 1957, S. 287 bis 288) und bei Nördlingen (Sammlung München) und pleistocäne Höhlenfunde bei Gößweinstein (Brunner 1957, S. 394).

Wassertiere sind nur in seltenen Fällen nachgewiesen, und zwar als verschleppte Beutestücke; Krokodilreste von Frohnstetten, ein einzelner Krokodilzahn von Wintershof-West u. a. Lediglich die mittelmiocäne Spaltenfüllung von Appertshofen nördlich Ingolstadt (S. 37) enthält reichlichere Reste von Krokodilen, Flußschildkröten und Fischen. Süßwasserschnecken gesellen sich nur in wenigen Spaltenfaunen zu den Landschnecken, im Lias von Somerset mit vier Arten und *Chara*-Oogonien, im Eocän von Bachhagel mit fünf Arten, im Unteren Oligocän vom Karlshof bei Nördlingen mit nur einer Art. Andres (1951, S. 18 bis 21) schließt bei der oberoligocänen Spalte von Gaimersheim aus einem gewissen Gehalt an Pyrit im Spaltensediment auf Entstehung in einem Süßwasserbecken; diese Folgerung scheint mir angesichts des völligen Fehlens von Süßwassermollusken — bei reichlich vorhandenen Landschnecken — kaum ausreichend begründet; auch andere Organismen, die eine Entstehung im Wasser anzeigen könnten, wie *Chara*-Oogonien, Fische usw., fehlen in der sonst so reichen Gaimersheimer Fauna.

Der hohen Zahl von Fundstücken entspricht natürlich eine hohe Individuenzahl. Mehrere zehntausend Palaeotherien werden für Frohnstetten ausgerechnet, Tausende von Individuen der Carnivoren, Rodentier und Ungulaten haben zu den Spalten-Lagerstätten der Schweiz und Frankreichs beigetragen, ebenso Creodontier und Primaten zur paläocänen Schatzkammer von Walbeck. Während die älteren Funde ungezählt in die privaten und öffentlichen Sammlungen zerstreut worden sind, können für die späteren Zahlen angegeben werden.

Dazu einige Beispiele:

Arctocyonoides	Paläocän von Walbeck	3282 Molaren (Weigelt 1942, 1960)
Pseudosciurus	Unt. Oligocän vom Unt. Eselsberg bei Ulm	154 Unterkiefer (Dehm 1937 b)
Sciurus	Mitt. Miocän von Wintershof-West	2138 Kiefer, Zähne (Dehm 1950 c)

Muscardinidae	Mitt. Miocän von Wintershof-West	2601	Kiefer, Zähne (Dehm 1950 c)
Eomys	Mitt. Miocän von Wintershof-West	1428	„ „ „

Da sich die Spalten aller Wahrscheinlichkeit in ganz kurzer Zeit gefüllt haben, können die einzelnen Arten ihrer Faunen als einheitliche Populationen betrachtet werden; die Zeit- und Generationenfolge kann also bis zu einem gewissen Grade vernachlässigt werden. Damit können die Individuen einer Art oder Artengruppe statistischen Methoden unterworfen werden, als seien sie Bestandteile einer einheitlichen, gleichaltrigen Population. Innerhalb einer solchen Kollektion zahlreicher Individuen von ähnlicher, aber nicht übereinstimmender Größe und sonstiger Eigenschaften gilt es die Unterschiede zu bewerten.

Am klarsten sind natürlich jene Fälle, wo die Unterschiede so stark hervortreten, daß die Individuen auf mehrere Arten aufgeteilt werden können. Bei den Palaeotherien aus der Spalte von Frohnstetten konnte Stehlin (1938) die charakteristischen Fußknochen und Gebißreste entsprechend ihrer relativen Häufigkeit den einzelnen Arten zuordnen. Bei den Carnivoren *Amphicyon* und *Plesictis* und den Rodentiern *Sciurus* und *Dryomys* aus der Spalte von Wintershof-West ermöglichte die große Anzahl der Belegstücke eine gute Trennung nach den Arten, ähnlich wie bei dem Rodentier *Sciuroides* aus den Quercy-Phosphoriten von Frankreich.

Wo aber die Unterschiede weniger ins Gewicht fallen, dort muß ihre Bewertung sehr viel mehr Möglichkeiten abwägen. Gehen wir von einer rezenten Population aus, so erklären sich die Unterschiede zwischen den einzelnen Individuen

erstens aus dem individuellen Lebensablauf

a) als Alterserscheinungen (juvenil — adult — senil) und

b) als erbfreie (umweltbedingte o. ä.) Varianten (Modifikationen wie normal kräftig, unterernährt, erkrankt u. ä.);

zweitens aus der normalen, erblich gebundenen Gliederung einer Population

c) in männliche und weibliche Tiere,

d) in erbfeste, untereinander mendelnde Varianten (bei ruhiger, fast unmerklicher Weiterentwicklung),

e) in Anomalien (zum Teil);

drittens aus plötzlichen Erbänderungen

f) als Mutanten in Einzelfällen (hierher vielleicht manche Anomalie),

g) als „supraspezifische Variation" Simpson's bei gehäuftem Auftreten, vergleichbar den rezenten Pflanzengattungen *Rosa, Rubus, Hieracium, Carex* u. a.

Gerade die individuenreichen Spaltenfaunen lassen sich unter diesen Gesichtspunkten, wie es scheint, mit gutem Erfolg betrachten:

Zu a): Die Frage nach dem Verhältnis vom Milchgebiß des juvenilen Säugers zum Dauergebiß des adulten spielt für die stammesgeschichtliche Bewertung eine wichtige Rolle, da im Milchgebiß primitivere Züge bewahrt werden; am Material der Carnivoren von Wintershof-West hat sich für eine Reihe von Arten das

Milchgebiß dem Dauergebiß der betreffenden Art zuordnen lassen, teils auf Grund von Kiefern, welche neben den Milchzähnen bereits die Dauerzähne angelegt enthielten, teils auf Grund statistischer Erwägungen im Zusammenhang mit der Beurteilung von Reliefdetails (Dehm 1950 d, S. 15—16).

Zu b): Da die hauptsächlichen Untersuchungsobjekte bei tertiären Spaltenfüllungen die Säugergebißreste darstellen, ergeben sich nur wenig Beziehungen zu umweltbedingten Faktoren; denn das Gebiß mit den Maßen und Formen der Zähne wird bereits in früher Jugend fertig angelegt; die späteren Veränderungen mit der Lebensweise beschränken sich fast ganz auf die Art und den Grad der Abnützung.

Zu c): Wo eine Häufigkeitskurve innerhalb einer Art zwei eng beisammen liegende Gipfel aufweist, liegt es nahe, hierin eine Aufteilung in stärkere männliche und schwächere weibliche Tiere zu sehen. An der Art *Palaeogale hyaenoides* Dehm aus der burdigalen Spaltenfüllung von Wintershof-West hat dies durchgeführt werden können (1950 d, S. 73—74). Dabei wird man zu berücksichtigen haben, ob auch sonst bei der betreffenden Säugerordnung ein Größenunterschied der Geschlechter die Regel ist. Ist ein solcher nicht bekannt, dann wird man die etwaige Zweigipfeligkeit der Häufigkeitskurve auf andere Faktoren beziehen müssen, wie es z. B. bei *Melissiodon dominans* Dehm (Hrubesch 1957 a, S. 49 bis 51) versucht wird.

Zu d): Die normale Variation der meisten Arten aus Spaltenfüllungen äußert sich in regelmäßigen, geschlossenen Verteilungsbildern mit normaler Streuung gegen die Extreme hin; gute Beispiele sind *Melissiodon dominans Dryomys gregarius, Sciurus fissurae* von Wintershof-West (Dehm 1950 c, S. 372, 374, 338); ebenso *Paracricetodon dehmi* Hrubesch von Bernloch (Hrubesch 1957 b, S. 258) und *Melissiodon chatticum* Hr. Freudenberg von Gaimersheim (Hrubesch 1957 a, S. 54). Einzelne Fälle entziehen sich aber einer ganz einfachen Erklärung. An den zahlreichen oberen Gebißresten von *Eomys lophidens* Dehm (1950 c, s. 413) finden sich sowohl bei den Einzelzähnen wie bei den Kiefern Backenzähne mit Mittelgrat und solche ohne ihn, jeweils im Verhältnis 1 : 3; da bereits bei *Eomys* aus dem Chattium Zähne mit und solche ohne Mittelgrat auftreten, dürfte dieser Merkmalsunterschied ohne selektive Bedeutung sein; angesichts des von 1 : 1 abweichenden Verhältnisses kommt die Deutung als Geschlechtsunterschied nicht in Betracht, wäre bei einem Nager in dieser Weise auch ungewöhnlich. Das Zahlenverhältnis 1 : 3 könnte aber auf eine Rezessiv-Dominant-Beziehung eines Merkmals ohne Selektionswert hinweisen. Eine andere, vielleicht weniger zu begründende Deutung wäre darin zu suchen, daß zwei getrennte Formen vorliegen, die sich zwar in den Zahnmerkmalen nur wenig, aber stärker in ihrer Lebensweise unterschieden haben und deswegen drohenden Gefahren durch Raubvögel unterschiedlich ausgesetzt waren, also ökologisch getrennte Formen darstellen, die noch benachbarte Biotope bewohnten; Hrubesch (1957 a, S. 50) denkt u. a. hieran bei der Bewertung der *Melissiodon dominans* — Population aus der Spalte von Schnaitheim, wo das Vorkommen so gedrängt war, daß eine zeitliche Aufteilung der Fauna fast ausgeschlossen erscheint.

Zu e): Wir haben in den Spaltenfaunen besonders auf etwaige Anomalien zu achten versucht, hatten aber nur bei dem Oberkiefer von *Caenomeryx filholi*

(Lydekker) Erfolg, den Berger (1957, S. 53—54) beschreibt; der m^3 einer sonst normalen Backenzahnreihe zeigt, in fast reiner atavistischer Prägung, die von Stehlin postulierte Vorform des Caenotheriiden-Molaren.

Zu f): Der Nachweis echter Mutanten steht noch aus, dürfte aber mit fortschreitender Analyse der Einzelzahnformen bei verschiedenen Säugergruppen zu führen sein; er setzt zwei zeitlich ganz naheliegende Faunen voraus, in deren älterer sich aus einer geschlossenen Population eine Einzelform löst, die dann in der jüngeren Fauna den Mittelpunkt der neuen Population bildet.

Zu g): Das zunächst verwirrend erscheinende Zahn- und Knochenmaterial der Creodontia aus der paläocänen Spaltenfüllung von Walbeck konnte Weigelt (1942, 1960) durch Anwendung statistischer Methoden überschaubar machen; anstelle einer Aufspaltung in einander doch übergreifende Arten treten dabei Begriffe wie „leichter gebaute Rassen", „plumpere Schläge", „in ihren Merkmalen so mosaikartig durchwobene Stämme" (1960, S. 11—14, 49 ff. u. a.) und erlauben, von einer allzu schematischen Arten-Systematik zu einem natürlicheren Bild solcher frühen Säugerformen zu gelangen. Es entrollt sich das Bild der supraspezifischen Variation Simpson's. In der Carnivorenfauna von Wintershof-West zeigt *Pseudaelurus transitorius* Depéret (Dehm 1950 d, S. 124—126) eine zur Aufteilung in mehrere Arten lockende Merkmalsaufspaltung. Auch die Frage, ob intermediäre Formen zwischen zwei Arten als Stammformen einer unmittelbar darauf erfolgenden Verzweigung oder als Kreuzungsprodukte der bereits erfolgten Abspaltung bewertet werden sollen, kann an Spaltenfunden erörtert werden (Dehm 1950 d, S. 136).

Ein hochbedeutsames Untersuchungsmaterial in dieser Richtung hätten die zahlreichen Gattungen und Arten von Säugern aus den Spaltenfüllungen der Phosphorite des Quercy in Frankreich sein können, wenn sie nach Lokalitäten und einzelnen Füllungen streng getrennt gehalten worden wären. So aber ist es schwer, aus den inhaltsreichen Arbeiten von Filhol und Teilhard de Chardin hierüber ein Bild zu gewinnen, da ganz offensichtlich Fundstellen verschiedenen geologischen Alters, anscheinend vom obersten Eocän bis in das Mittel-Oligocän oder sogar in das tiefste Ober-Oligocän, nicht auseinander gehalten, sondern als vermeintlich gleichaltrig und einheitlich miteinander vermengt worden sind.

Im ganzen gesehen bleiben die Fälle von Säugerformen in rascher, kaum überschaubarer und schwer zu erfassender Umbildung vereinzelt. Unterscheidet man zu einer solchen Bewertung einer Fauna zwischen fest umgrenzten, nur geringe Variations-Spielräume umfassenden, gewissermaßen „erstarrten" Arten und solchen, die schwer umreißbar sind und mit ihrer weiten Variation zur Aufteilung in mehrere Arten, Unterarten o. ä. anregen, also offenbar zur Umbildung befähigt sind, dann steht bei den untersuchten Faunen die Zahl der umbildungsfähigen weit hinter der der festumgrenzten Arten zurück.

Abel, O. & Kyrle, G., 1931: Die Drachenhöhle bei Mixnitz. — Speläologische Monographien 7—8, 1—953. Wien.

Andres, G., 1951: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Hofstetten-Gaimersheim-Wettstetten nördlich von Ingolstadt. — Geol. Bavar. 7, 1—57, München.

Bachmayer, F., 1953: Die Myriopodenreste aus der altplistozänen Spaltenfüllung von Hundsheim bei Deutsch-Altenburg (Niederösterreich). — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. Mathem.-naturw. Kl. Abt. I, 162, 25—30. Wien.

Berger, F.-E., 1959: Untersuchungen an Schädel- und Gebißresten von Cainotheriidae besonders aus den oberoligocänen Spaltenfüllungen von Gaimersheim bei Ingolstadt. — Palaeontogr. 112 A, 1—58. Stuttgart.

Brunner, G., 1933: Eine präglaciale Fauna aus dem Windloch bei Sackdilling (Oberpfalz). — N. Jb. Min. usw. Beil.-Bd. 71 B, 303—328. Stuttgart.

Brunner, G., 1957: Die Breitenberghöhle bei Gößweinstein. — N. Jb. Geol. Pal. Monatsh. 1957, 352—378, 385—403. Stuttgart 1957.

Dehm, R., 1935: Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturw. Abt. N. F. 29, 1—86. München.

Dehm, R., 1937 a: Neue tertiäre Spaltenfüllungen im südlichen Fränkischen Jura. — Centralbl. Min. usw. 1937 B, 349—369. Stuttgart.

Dehm, R., 1937 b: Über die alttertiäre Nagerfamilie Pseudosciuridae und ihre Entwicklung. — N. Jb. Min. usw. Beil.-Bd. 77 B, 268—290. Stuttgart.

Dehm, R., 1939: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. — Zentralbl. Min. 1939 B, 113—124. Stuttgart.

Dehm, R., 1950 a: Eine kleine Palaeotherium-Fauna am Ostrand des Nördlinger Rieses. — N. Jb. Geol. Pal. Monatsh. 1950, 253—256. Stuttgart.

Dehm, R., 1950 b: Zur Eocän-Oligocän-Grenze. — Ebenda. 193—200.

Dehm, R., 1950 c: Die Nagetiere aus dem Mittel-Miocän (Burdigalium) von Wintershof-West bei Eichstätt in Bayern. — N. Jb. Min. Abh. 91 B, 321—428. Stuttgart.

Dehm, R., 1950 d: Die Raubtiere aus dem Mittel-Miocän (Burdigalium) von Wintershof-West bei Eichstätt in Bayern. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. N. F. 58, 1—141. München.

Dehm, R., 1952: Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 103 (1951), 101—102. Hannover.

Dehm, R., 1961: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. — Diese Zeitschr., 27—56. München.

Dietrich, W. O., 1929: Über die Nager aus den Spaltenablagerungen der Umgebung Ulms. — N. Jb. Min. Beil.-Bd. 62 B, 121—150. Stuttgart.

Freudenberg, H., 1941: Die oberoligocänen Nager von Gaimersheim bei Ingolstadt und ihre Verwandten. — Palaeontogr. 92 A, 99—164. Stuttgart.

Geze, B., 1938: Contribution à la connaissance des Phosphorites de Quercy. — Bull. Soc. géol. France (5) 8, 123—146. Paris.

Gümbel, C. W. v., 1891: Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. — 1—763. Kassel.

Heller, F., 1953: Die Karsterscheinungen in ihrer Bedeutung für die Stammesgeschichte der Säugetiere und des Menschen. — Sb. Phys.-med. Sozietät Erlangen. 76, 16—78. Erlangen. (Mit Literatur.)

Herre, W., 1949: Neue Tatsachen zur Stammesgeschichte der Schwanzlurche. — Zool. Jb. (Systematik) 78, 217—322. Jena.

Herre, W. & H. Lunau, 1950: Neue fossile Schwanzlurche aus dem Burdigalium. — N. Jb. Geol. Pal. Monatsh. 1950, 247—252. Stuttgart.

Hrubesch, K., 1957 a: Zahnstudien an tertiären Rodentia als Beitrag zu deren Stammesgeschichte. Über die Evolution der Melissiodontidae, eine Revision der Gattung Melissiodon. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. N. F. 83, 1—101. München.

Kiderlen, H., 1931: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. — N. Jb. Min. usw. Beil.-Bd. 66 B, 215—384. Stuttgart.

Lozek, V., 1957: Jak vypadaly Pavlovské vrchy v Interglaciálu. Das Landschaftsbild der Pavlovské vrchy (Pollauer Berge) im Interglazial. — Ochrana Prírody. 12, 285—288. Praha.

Lunau, H., 1950: Ein neuer fossiler Wassermolch der Gattung Triturus aus dem Miocän Süddeutschlands. — Verh. Deutsch. Zool. Mainz 1949, 67—70. Leipzig.

Schertz, E., 1939: Bemerkungen zu den Lophiodon-Resten von Heidenheim am Hahnenkamm (Vortragsnotiz). — Jh. Mitt. oberrhein. geol. Ver. 28, S. XII. Stuttgart.

Schlosser, M., 1902: Beiträge zur Kenntniss der Säugethierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. — Geol. u. Paläont. Abh. 5, 1—144. Jena.

Schlosser, M., 1916: Neue Funde fossiler Säugetiere in der Eichstätter Gegend. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-phys. Kl. 28, 1—78. München.

Schlosser, M., 1923: 5. Klasse: Mammalia. Säugetiere. In: Zittel-Broili-Schlosser, Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). II. Abt. Vertebrata. 402—689. 4. Aufl. — München.

Seemann, R. & F. Berckhemer, 1930: Eine Spaltenfüllung mit reicher aquitaner Wirbeltierfauna im Massenkalk des Weißen Jura bei Tomerdingen (Ulmer Alb). — Palaeont. Z. 12, 14—25. Berlin.

Stehlin, H. G., 1938: Zur Charakteristik einiger Palaeotherium-Arten des oberen Ludien. — Eclogae geol. Helv. 31, 263—292. Basel.

Stock, Ch., 1949: Rancho La Brea. A Record of Pleistocene Life in California. — Los Angeles County Museum. 1—81. Los Angeles.

Viret, J., 1951: Catalogue critique de la faune des Mammifères Miocènes de la Grive Saint-Alban (Isère). — Nouv. Arch. Mus. Hist. Natur. Lyon 3, 1—104. Lyon.

Wehrli, H., 1938: Anchitherium aurelianense Cuv. von Steinheim a. Albuch und seine Stellung im Rahmen der anchitherienen Pferde. — Palaeontogr. Suppl. Bd. VIII, Teil VII, 1—56. Stuttgart.

Weigelt, J., 1942: Die alttertiären Säugetiere Mitteldeutschlands nach den Hallenser Grabungen im Geiseltal und bei Walbeck. — Preuß. Akad. Wiss. Vortr. u. Schrift. 12, 1—48. Berlin.

Weigelt, J., 1960: Paläozäne Säugetiere Deutschlands. Die Arctocyoniden von Walbeck. Herausgegeben von W. O. Dietrich. — Freiberg. Forschungsh. C 77, 1—241. Berlin.

Weiger, K., 1908: Beiträge zur Kenntnis der Spaltenfüllungen im Weißen Jura auf der Tübinger, Uracher und Kirchheimer Alb. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg. 64, 187—248. Stuttgart.

Zapfe, H., 1954: Beiträge zur Erklärung der Entstehung von Knochenlagerstätten in Karstspalten und Höhlen. — Beih. z. Z. Geologie. 12, 1—60. Berlin. (Mit Literatur.)

Zapfe, H., 1957: Die Entstehung fossilreicher knochenführender Ablagerungen in Höhlen und Karstspalten. Mitt. Anthrop. Ges. Wien 87, 98—101. Wien.

Druck: Carl Gerber Grafische Betriebe KG, München

Mitteilungen der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 2

QE
170
M16
S1

INHALT

HILLEBRANDT, AXEL VON: *Nummulites* (?) *paleocaenicus* n. sp., eine neue Nummuliten-Art aus dem Paleozän des Beckens von Reichenhall und Salzburg (Tafel 1—2) 1

FAHLBUSCH, VOLKER: Zur Stratigraphie des Doggers in der kalkalpinen Randzone des Kampenwandvorlandes (Chiemgau) . . 9

DEHM, RICHARD: Altpleistocäne Säuger von Schernfeld bei Eichstätt in Bayern (Tafel 3—6) 17

DEHM, RICHARD: Eine weitere altpleistocäne Spaltenfüllung bei Eichstätt in Bayern 63

BARTHEL, K. WERNER: Über ein neues, montiertes Skelett von *Halitherium schinzi* KAUP (Sirenia) (Tafel 7) 65

DEHM, RICHARD: Das Nördlinger Ries und die Meteortheorie . . . 69

MÜNCHEN, 1. August 1962

Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitteilungen der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 2

INHALT

HILLEBRANDT, AXEL VON: *Nummulites* (?) *paleocaenicus* n. sp., eine neue Nummuliten-Art aus dem Paleozän des Beckens von Reichenhall und Salzburg (Tafel 1—2) 1

FAHLBUSCH, VOLKER: Zur Stratigraphie des Doggers in der kalkalpinen Randzone des Kampenwandvorlandes (Chiemgau) . . 9

DEHM, RICHARD: Altpleistocäne Säuger von Schernfeld bei Eichstätt in Bayern (Tafel 3—6) 17

DEHM, RICHARD: Eine weitere altpleistocäne Spaltenfüllung bei Eichstätt in Bayern 63

BARTHEL, K. WERNER: Über ein neues, montiertes Skelett von *Halitherium schinzi* KAUP (Sirenia) (Tafel 7) 65

DEHM, RICHARD: Das Nördlinger Ries und die Meteortheorie . . . 69

MÜNCHEN, 1. August 1962

Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 2 | 1—7 | München, 1. August 1962

Nummulites (?) paleocaenicus n. sp., eine neue Nummuliten-Art aus dem Paleozän des Beckens von Reichenhall und Salzburg

Von Axel von Hillebrandt, München

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und Tafel 1—2

Zusammenfassung: Mit *Nummulites* (?) *paleocaenicus* n. sp. wird eine neue Art aus dem Mittleren Paleozän des inneralpinen Tertiärs der Nördlichen Kalkalpen bekanntgemacht. Es handelt sich um einen sehr kleinen Nummuliten mit primitiven Merkmalen. Sein trochospiraler Anfangsteil scheint für die Abstammung dieser Gattung von Wichtigkeit zu sein. Die ältesten der bisher beschriebenen Nummuliten stammen aus dem Oberen Paleozän.

Summary

Nummulites (?) *paleocaenicus* n. sp., a very small species with primitive characters, is described from the Middle Paleocene of the "Inner alpine Tertiary" of the Northern Alps. It has a trochospiral initial part which seems to be important for the derivation of the genus *Nummulites*. Until now *Nummulites* has been known only since Upper Paleocene beds.

A. Geologisch-stratigraphische Einführung

Bei der Bearbeitung der Paleozänforaminiferen des Beckens von Reichenhall und Salzburg fand ich im Mittleren Paleozän einen sehr primitiven Nummuliten. Seine Beschreibung soll aus der Veröffentlichung der Gesamtfauna herausgenommen werden, da seine ursprünglichen Merkmale und sein stratigraphisches Vorkommen für die Abstammung und Entwicklung der Gattung *Nummulites* von Bedeutung zu sein scheinen.

Für die Durchsicht des Manuskripts und wertvolle Anregungen danke ich Herrn Prof. Dr. H. Schaub, Basel. Dank schulde ich auch Herrn Priv. Doz. Dr. H. Hagn, München für zahlreiche Hinweise.

Die Ablagerungen der Gosau und des Alttertiärs im Becken von Reichenhall und Salzburg gehören zur großtektonischen Einheit des Kalkalpins. Konkordant und ohne Schichtlücke folgen über den Nierentaler Schichten des Maastricht in der gleichen lithologischen Fazies ausgebildete Ablagerungen, die auf Grund ihrer reichen planktonischen Foraminiferenfaunen bereits dem tiefsten Paleozän

SMITHSONIAN INSTITUTION AUG 28 1962

zugerechnet werden müssen. Mit Hilfe planktonischer Foraminiferen war es möglich das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg in sieben Faunenzonen (Tab. 1) einzuteilen, die sich mit gleichalten Faunenzonen in Mittelamerika, in Ägypten, in den Alpen und im Kaukasus vergleichen ließen. Die höchste Faunenzone gehört bereits dem Oberen Paleozän, dem Ilerdien im Sinne von HOTTINGER & SCHAUB (1960) an. Eine Einstufung dieser Faunenzone war mit Hilfe von Vergleichsproben aus der Aquitaine (SW-Frankreich) und den Pyrenäen möglich. Ein von HOTTINGER (1958) vom Mont Cayla (östliche Aquitaine) beschriebenes Profil mit mehreren Großforaminiferenhorizonten wird neuerdings von HOTTINGER & SCHAUB (1960) in das untere und mittlere Ilerdien eingestuft. Proben aus zwischengelagerten Mergeln vom Mont Cayla enthielten eine planktonische Foraminiferenfauna, die dem tieferen Teil der obersten Faunenzone (Zone G, Tab. 1) des Paleozäns im Becken von Reichenhall und Salzburg entspricht.

Im August 1958 wurden von Herrn Dr. D. HERM, München und mir im Gebiet des Monte Perdido mehrere von der höheren Oberkreide bis zum oberen Untereozän reichende Profile aufgenommen. Eine petrographische, stratigraphische und faunistische Bearbeitung der Profile des Alttertiärs durch den Autor erscheint in den Eclogae Geol. Helv. **55**/2 (1962).

			Becken von Reichenhall und Salzburg	Becken von Gams WICHER 1956	HOTTINGER & SCHAUB 1960	HOFKER 1960		Kaukasus SUBBOTINA 1953	Trinidad BOLLI 1957	"Gulf and Atlantic Coastal Plain" LOEBLICH & TAPPAN 1957	
						Holland	Dänemark				
Tertiär	Eozän	Cuisien	Aufarbeitungslagen		Cuisien			Zone der konischen Globorotalien	Gr. aragonensis Zone		
									Gr. formosa formosa Zone		
	Paleozän	oberes Ilerdien	Zone G	Unter-eozän Paleozän	Ilerdien			Unterzone der Globorotalia marginodentata	Gr. rex Zone	rex Zone	
		mittleres Landenien	Zone F		Mittl. Paleocaen	Lagunar Montian		Unterzone der Gr. crassata u. Acarinina intermedia	Gr. velascoensis Zone	angulata Zone: velascoensis – acuta – spiralis Subzone	
			Zone E						Gr. pseudomenardii Zone		
		unteres Montien	Zone D	Dan II		Calcaire de Mons Tuffeau de Ciply Lower Paleocene	?	?	Gr. pusilla pusilla Zone	angulata Zone: pseudobulloides Subzone	
		unterstes Danien	Zone C				Lower Paleocene (Grünsand)				
			Zone B	Dan I b	Unt. Paleocaen-Danien	Maestrichtian Chalk Tuff Mb-Me	Danian I-V	Unterzone der Globigerina inconstans	Gr. uncinata Zone	compressa–daubjergensis Zone	
			Zone A	Dan I a				Unterzone der Globigerina trivialis	Gr. trinidadensis Zone		
									Rzehakina epigona Zone		
Kreide			Maastricht			Upper Maestrichtian Cr 4	Maastricht			Maastricht	

Tab. 1: Vergleichende Zonengliederung des Paleozäns. Nach neueren Erkenntnissen (HOFKER 1961) sind das Danian und der Maastrichtian Chalk Tuff gleich alt und umfassen nur einen Teil der Zone B. Das Ilerdien beginnt wahrscheinlich schon mit dem oberen Teil der Zone F.

Proben aus einem 5 m mächtigen Mergelhorizont im Gebiet des Monte Perdido (spanische Zentralpyrenäen) enthielten neben planktonischen Foraminiferen auch Großforaminiferen des Ilerdien. Die Kleinforaminiferen gehören einer Faunenzone an, die mit dem liegenden Teil der Zone G des Beckens von Reichenhall und Salzburg verglichen werden kann.

Im September 1961 vom Autor an der Typuslokalität des Ilerdien im Becken von Tremp (Provinz Lerida) aufgesammelte Proben führen nur im mittleren Ilerdien planktonische Foraminiferen, die denen des basalen Teils der Zone G entsprechen.

Im Becken von Reichenhall und Salzburg wird das Untere Paleozän durch folgende planktonische Foraminiferen charakterisiert: *Globorotalia compressa* (Plummer), *G. ehrenbergi* Bolli (bis Zone E) und *G. pusilla pusilla* Bolli. *Globorotalia velascoensis* s.l. und *G. angulata* (White) beginnen im Unteren Paleozän, kommen jedoch auch noch im Mittleren Paleozän vor.

Für das Mittlere Paleozän sind typisch: *Globorotalia pseudomenardii* Bolli, *G. elongata* Glaessner sowie *G. aequa aequa* Cushman & Renz, die in der Zone F, und *G. mckannai* (White), die in der Zone E beginnt. *Globorotalia velascoensis* s.l. tritt zwar bereits im Unteren Paleozän auf, kommt jedoch im Oberen Paleozän nicht mehr vor.

Im oberen Paleozän treten neu auf: *Globorotalia aequa simulatilis* (Schwager), *G. aequa marginodentata* Subbotina, *G. lensiformis* Subbotina, *G. pentacamerata* Subbotina, *G. soldadoensis* (Bronnimann), *G. pseudotopilensis* (Subbotina) und *G. quetra* Bolli.

Die neu zu beschreibende Nummulitenart fand ich nur im Mittleren Paleozän, selten in der Faunenzone E und häufig in der Faunenzone F (Tab. 1). Die ältesten der bisher beschriebenen Nummuliten gehören nach Hottinger & Schaub (1960) dem oberen Paleozän, dem Ilerdien, an. Auch *Nummulites deserti* de la Harpe, *N. fraasi* de la Harpe und *N. solitarius* de la Harpe aus den ältesten Nummulitenschichten Ägyptens müssen wahrscheinlich bereits in das Obere Paleozän gestellt werden. Nach Hottinger & Schaub (1960) dürften die Spilecco-Schichten des Vicentin mit *Nummulites spileccensis* (Mun. Chalmas) Ilerdien-Alter besitzen. Sie enthalten planktonische Foraminiferen der Zonen F und G.

B. Paläontologische Beschreibung

Nummulites (?) paleocaenicus n. sp.

Namengebung: Nach seinem Vorkommen im Paleozän.

Holotypus:	Slg. München Prot. 1817 (Taf. 1, Fig. 1—4), Probe 2102
Paratypoide:	Slg. München Prot. 1818 (Taf. 1, Fig. 5, 6), Probe 2102
	Slg. München Prot. 1819 (Taf. 2, Fig. 3), Probe 2102
	Slg. München Prot. 1820 (Taf. 2, Fig. 4), Probe 2102
	Slg. München Prot. 1821 (Taf. 2, Fig. 6), Probe 2102
Hypotypoide:	Slg. München Prot. 1366 (Abb. 1), Probe 2116
	Slg. München Prot. 1367 (Abb. 2), Probe 2116
	Slg. München Prot. 1368 (Taf. 2, Fig. 1), Probe 2116

Hypotypoide; Slg. München Prot. 1369 (Taf. 2, Fig. 2), Probe 2116
Slg. München Prot. 1370 (Taf. 2, Fig. 5), Probe 2116
Slg. München Prot. 1822 (Taf. 2, Fig. 7), Probe 2116

Material:

Zone F: Probe 2102 70 Gehäuse, 4 Schliffe;
Probe 2116 80 Gehäuse, 7 Schliffe;
Probe 2111 25 Gehäuse.
Zone E: Probe 2110 2 Gehäuse.

Locus typicus: Eitelgraben, Untersberg-Nordseite, Land Salzburg, Österreich.

Als Eitelgraben wurde von SCHLAGER (1957, S. 73) der auf der Untersberg-Nordseite (Österreichische Karte 1 : 25000, Blatt 93/1, Großgmain, und Topographische Karte von Bayern 1 : 25000, Blatt 8243/44, Bad Reichenhall) westlich Wirtshaus Wegscheid liegende, zwischen den Punkten 702 und 721 verlaufende und von Punkt 804 ausgehende Bach bezeichnet.

Stratum typicum: Mittleres Paleozän (Zone F), rote Mergel in der Fazies der Nierentaler Schichten.

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Nummulites* mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse sehr klein, großer Zentralpfeiler, wenig Umgänge, Anfangsteil trochospiral und letzter Umgang etwas evolut.

Beschreibung: A- und B-Formen lassen sich nicht unterscheiden, wahrscheinlich handelt es sich nur um A-Formen.

Äußere Merkmale:

Dimensionen: Der Durchmesser der linsenförmigen, sehr kleinen Art beträgt 0,4 bis 0,6 mm, die Dicke 0,25 bis 0,37 mm.
Holotypus: Durchmesser: 0,58 mm Dicke: 0,33 mm (Taf. 1, Fig. 1—4)
Paratypoid: Durchmesser: 0,5 mm Dicke: 0,3 mm (Taf. 1, Fig. 5, 6)
Hypotypoide: Durchmesser: 0,44 mm Dicke: 0,22 mm (Abb. 1)
Durchmesser: 0,45 mm Dicke: 0,28 mm (Abb. 2).

Der Durchmesser des kräftigen, imperforierten Zentralpfeilers liegt zwischen 0,08 und 0,09 mm. Die nur bis zum Zentralpfeiler reichenden Septen sind wenig gebogen. Der letzte Umgang wird von 8 bis 9½ Kammern gebildet. Die bogenförmige Mündung ist deutlich sichtbar und liegt an der Basis der letzten Kammer. Die Peripherie des Gehäuses ist leicht abgerundet.

Abb. 1—2: *Nummulites* (?) *paleocaenicus* n. sp.; Paleozän, Eitelgraben am Untersberg. 1. Hypotypoid Nr. 1366; a) von der Seite, b) Mündungsansicht. 2. Hypotypoid Nr. 1367; a) von der Seite, b) Mündungsansicht.

Innere Merkmale:

Bei günstigem Erhaltungszustand der Gehäuse können in einem Aufhellungsmittel (Xylol, Zedernöl, Wasser) die inneren Merkmale beobachtet werden (Taf. 1, Fig. 3, 4, 6). Da der Anfangsteil trochospiral gebaut ist, sind die Anfangskammern stets nur von einer Seite zu sehen. Bei Probe 2102 sind von 60 Exemplaren 53 links und 7 rechts gewunden. Ebenfalls deutlich sichtbar ist der evolute letzte Umgang. Der auf diese Weise im Zentrum frei bleibende Raum wird von einem kräftigen Zentralpfeiler ausgefüllt. Die beiden ersten Kammern sind 8förmig, wobei die erste Kammer etwas größer ist als die zweite. Der Durchmesser der Megalosphäre beträgt 0,04 bis 0,05 mm im Durchschnitt, beim Holotypus 0,045 mm. Die Spirale wächst gleichmäßig und sehr schnell an. Es fanden sich Exemplare mit bis zu $2\frac{3}{4}$ Umgängen, im Durchschnitt sind es $2\frac{1}{2}$. Die erste Windung besteht aus 7, die zweite aus 10 Kammern. Bei $2\frac{1}{2}$ Umgängen besitzt der letzte Umgang $8\frac{1}{2}$ bis 9 Kammern.

Im Axialschnitt (Taf. 2, Fig. 4—7) ist deutlich zu sehen, daß der Anfangsteil trochospiral gebaut ist. Aus diesem Grunde kann im Äquatorialschnitt der Anfangsteil nicht beobachtet werden. Das Verhältnis von Kammerhöhe zu Kammerlänge ist bei den älteren Kammern annähernd 1 : 1. Allmählich nehmen dann die Kammern an Länge zu, und bei den jüngsten ist das Verhältnis 1 : 1,4. Die Dicke des Dorsalstranges nimmt im letzten Umgang wieder ab und beträgt zu Beginn des letzten Umgangs $\frac{1}{3}$ der Kammerhöhe. Die Septen sind unten gerade, setzen nahezu senkrecht auf der vorhergehenden Windung auf und biegen sich dann langsam zurück.

Im Dünnschliff ist zu erkennen, daß die Gehäusewand aus einzelnen Lamellen aufgebaut ist (Taf. 2, Fig. 4, 5) und die Septen doppelt sind, wie das von Smout (1954) und Reiss (1958) als für die Rotaliidea typisch beschrieben wird. Die erste Kammerwand hebt sich von den später gebildeten deutlich ab (Taf. 2, Fig. 2, 3). Da bei jeder neuen Kammerbildung das ganze Gehäuse mit einer neuen Lamina umgeben wird, ist der Dorsalstrang bei der zuletzt entstandenen Kammer am dünnsten. Nach Smout (1954) entspricht die basale Öffnung in der Stirnwand nicht einer primären Mündung, sondern ist ein durch spätere Resorption entstandenes Foramen.

Dorsalstrang, Septalstreifen und Pfeiler sind imperforiert. Da die Gehäuse nicht mit einem färbenden Füllungsmittel imprägniert sind, ist die Perforation nur sehr schlecht zu erkennen. Ein Kanalsystem kann nicht beobachtet werden. Der Grund hierfür dürfte der ungünstige Erhaltungszustand sein. Außerdem muß bei dieser sehr primitiven Art mit einem sehr einfachen Kanalsystem gerechnet werden. Eine Längslamellierung des Dorsalstranges ist im Axialschnitt nur andeutungsweise zu sehen.

C. Phylogenetische und systematische Bedeutung

Alle bisher bekannten Nummuliten unterscheiden sich von *Nummulites* (?) *paleocaenicus* n. sp. durch ein auch im Anfangsteil planispirales Gehäuse, größere Kammerzahl, zahlreiche Umgänge und eine größere Anfangskammer.

Auf Grund der Gehäusestruktur kann die Art zur Superfamilia Rotaliidea gestellt werden. Die meisten übrigen Merkmale, vor allem der Zentralpfeiler und die basale Mündung, sprechen für eine Zuordnung zur Gattung *Nummulites*. Ein trochospiraler Anfangsteil wurde bisher bei der Gattung *Nummulites* noch nicht beobachtet. Für die Aufstellung einer neuen Gattung innerhalb der Familie der Nummulitidae dürfte jedoch dieses Merkmal nicht ausreichen.

Den evoluten letzten Umgang hat *Nummulites* (?) *paleocaenicus* n. sp. mit *Nummulites bearnensis* (SCHAUB&SCHWEIGHAUSER), *Nummulites couisensis* D'ARCHIAC, *Nummulites exilis* DOUVILLÉ und *Nummulites exilis robustus* SCHAUB (vgl. hierzu SCHAUB 1951 und 1960) gemeinsam.

Bei *Nummulites* (?) *paleocaenicus* n.sp. handelt es sich also um den primitivsten der bisher bekannten Nummuliten. Als besonders ursprüngliche Merkmale können gelten: Geringe Größe, kleine Anfangskammer, wenig Umgänge und Kammern, evoluter letzter Umgang und die linsenförmige Gestalt.

Für die Abstammung der Gattung *Nummulites* dürfte der trochospirale Bau der Anfangskammern von Bedeutung sein. Als Vorläufer der Nummuliten können deshalb Formen angenommen werden, bei denen nicht nur die Anfangskammern, sondern auch die Endkammern trochospiral angeordnet waren.

Schriftenverzeichnis

BOLLI, H. M.: The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B.W.I.—Studies in Foraminifera.—U.S.Nat. Mus. Bull. **215**, S. 61—81, Textfig. 11—13, Taf. 15—20, Washington 1957.

HERM, D.; Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayerische/Salzburger Alpen). — Z. deutsch. Geol. Ges., **113**, S. 320—338, 4 Textabb., Hannover 1962.

HILLEBRANDT, A. v.: Das Paleozän und tiefere Untereozän im Becken von Reichenhall und Salzburg. — Unver.Dissertation der Univ. München, 281 S., 13 Textabb., 1 Tab. 6 Taf., München 1960.

—, A. v.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). — Z. deutsch. Geol. Ges., **113**, S. 339—358, 7 Textabb., Hannover 1962.

HOFKER, J.: The type localities of the Maestrichtian (Maestrichtian chalk tuff) and the Montian (Tuffeau de Ciply, Calcaire de mons, Lagunar, and Lacustre Montian). — J. Pal., **34**, S. 584—588, 1 Tab., 16 Textfig., Tulsa 1960.

—, J.: Foraminifera from the Cretaceous of South-Limburg, Netherlands, XLVIII. —*Globigerina daubjergensis* BRÖNNIMANN and the age of the Me and Lower Paleocene above the upper Md in the quarry Curfs, near Houthem and the age of the Cr 4 below the Ma. — Natuurhist. Maandblad, **49**, S. 34—41, 4 Taf., Maastricht 1960.

—, J.: Les Foraminifères planctoniques du Montien de la Localité-type. — Revue de Micropaléont., **4** (1), S. 53—57, 2 Textabb., 1 Tab., Paris 1961.

HOTTINGER, L.: Géologie du Mont Cayla (Aude, Aquitaine orientale). — Eclogae Geol. Helvetiae, **51**, 1958, S. 437—451, 8 Textfig., 1 Taf., Basel 1958.

—, L. & SCHAUB, H.: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung des Ilerdien und des Biarritzien. — Eclogae Geol. Helvetiae, **53**, 1960, S. 453—479, Basel 1960.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H.: Correlation of the Gulf Coastal Plain Paleocene and Lower Eocene formations by means of planktonic Foraminifera. — J. Pal. **31**, S. 1109—1137, 5 Abb., Tulsa 1957.

REISS, Z.: Classification of lamellar foraminifera. — Micropaleontology, **4**, S. 51—70, 5 Taf., 1 Tab., New York 1958.

Schaub, H.: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. — Schweiz. Pal. Abh., **68**, 222 S., 336 Abb., 1 Tab., 9 Taf., Basel 1951.

Schaub, H.: Über einige Nummiliten und Assilinen der Monographie und der Sammlung D'Archiac. — Eclogae Geol. Helvetiae, **53**, 1960, S. 443—451, 4 Taf., Basel 1960.

Schlager, M.: Bericht über geologische Arbeiten 1956. — Verh. Geol. Bundesanst., S. 64—74, Wien 1957.

Smout, A. H.: Lower tertiary Foraminifera of the Quatar Peninsula. — British Museum, 96 S., 15 Taf., 44 Textfig., London 1954.

Subbotina, N. N.: Globigerinidy, Hantkeninidy i Globorotaliidy. — In: „Iskopaemye Foraminifery SSSR", Trudy Vnigri, nov. ser., vyp. **76**, 296 S., 41 Taf., 8 Abb., 3 Tab., Leningrad-Moskau 1953.

Wicher, C. A.: Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys (mit einem Beitrag von F. Bettenstaedt). — Pal.Z., **30**, Sonderheft, S. 87—136, Taf. 12—13, 7 Textabb., Stuttgart 1956.

Tafel-Erläuterung

Vergrößerungen 100fach

Tafel 1

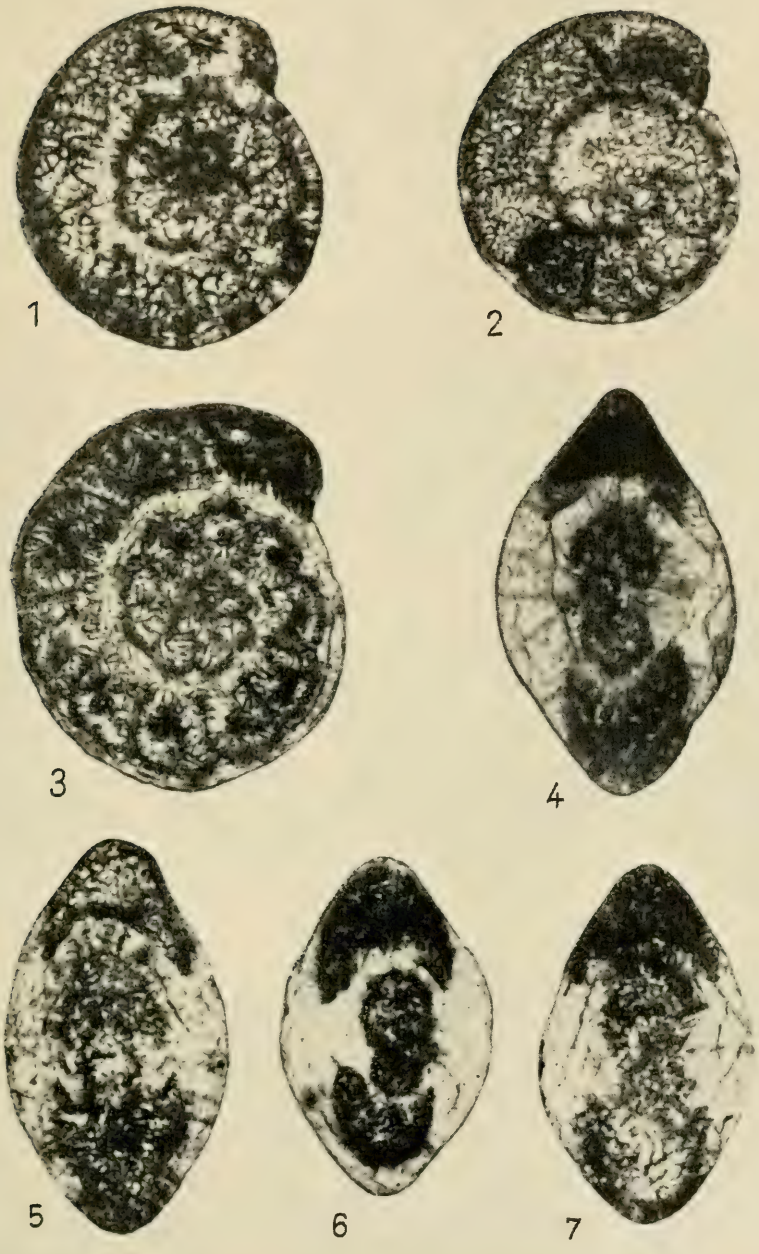
Fig. 1—4: *Nummulites* (?) *paleocaenicus* n. sp., Holotyp. Fig. 1. Ventralseite, Fig. 2. Mündungsansicht, Fig. 3. Ventralseite, photographiert unter Zedernöl, Fig. 4. Dorsalseite, photographiert unter Zedernöl.

Fig. 5, 6: *Nummulites* (?) *paleocaenicus* n. sp., Paratypoid. Fig. 5 Ventralseite, Fig. 6. Dorsalseite, photographiert unter Zedernöl.

Tafel 2

Fig. 1—7: *Nummulites* (?) *paleocaenicus* n. sp., Dünnschliffe von Paratypoiden und Hypotypoiden; Fig. 1—3. Äquatorialschnitte, Fig. 4—7. Axialschnitte.

Tafel 1



Tafel 2

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 2 | 9—16 | München, 1. August 1962

Zur Stratigraphie des Doggers in der kalkalpinen Randzone des Kampenwand-Vorlandes

Von Volker Fahlbusch, München

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Bei einer Neukartierung des Kampenwand-Vorlandes zwischen Prien- und Achental konnte gezeigt werden, daß die bisher dem Lias zugerechneten kieseligen Fleckenkalke und Kieselkalke, sowie lokal auftretende hellgraubraune Spatkalke in den mittleren und oberen Dogger zu stellen sind. *Stephanoceras* (*Skirroceras*) *plicatissimum* (Quenstedt) und *Chondroceras* cf. *densicostatum* Westermann aus den Kieselkalken ermöglichen eine sichere Parallelisierung mit den Ablagerungen des Braunjura δ Württembergs.

Summary

Recent geological investigations immediately north of the „Kampenwand" (Bavarian part of the Northern Limestone Alps) throw new light on the stratigraphic position of some Jurassic limestones. The cherty spotted limestones („kieselige Fleckenkalke"), cherty limestones („Kieselkalke"), and, locally, grayish-brown crinoidal limestones were, up till now, considered to be Liassic. Discovery of *Stephanoceras* (*Skirroceras*) *plicatissimum* (Quenstedt) and *Chondroceras* cf. *densicostatum* Westermann prove these cherty limestones to be Upper Bajocian in age (Braunjura δ of the Swabian Alb).

Einleitung

Der nördliche Teil des von Broili (1913) aufgenommenen Kampenwandgebietes wurde mir von Herrn Prof. Dr. R. Dehm, München, im Rahmen einer Diplomarbeit zur erneuten Kartierung übertragen. Das Gebiet (Gradabteilungsblatt 8240 Marquartstein) wird im Westen durch das Priental, im Osten durch das Achental begrenzt; die nördliche Grenze ist durch den Flysch, bzw. den morphologischen Alpenrand, die südliche durch die Überschiebung der Kampenwandmulde gegeben.

Die Untersuchungsergebnisse Broili's waren im wesentlichen zu bestätigen. Ergänzende Beobachtungen betreffen hauptsächlich die höhere Unterkreide, über welche demnächst gesondert berichtet werden soll, und den Dogger.

Auch an dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. Dehm meinen aufrichtigen Dank sagen für seine zahlreichen Anregungen und das Interesse, mit dem er meine Arbeiten verfolgte. Ferner danke ich Herrn Konservator Dr. K. W. Barthel, der mir bereitwillig Vergleichsmaterial aus der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie zur Verfügung stellte und mir mit manchem Rat behilflich war.

Alle nachfolgend erwähnten Fossilien befinden sich in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München.

Der Dogger benachbarter Gebiete

Finkelstein (1888, S. 54—59) beschrieb als erster die klassische Lokalität des Laubenstein bei Aschau: Die rot und weiß gesprenkelten Crinoidenkalke, welche massenhaft Brachiopoden enthalten, wurden von ihm in den unteren und mittleren Dogger eingestuft.

Faziell ähnliche Vorkommen sind dann später aus verschiedenen Gebieten der Chiemgauer Alpen beschrieben worden. Auch die Alterseinstufung ist vielfach die gleiche wie am Laubenstein, z. T. gehören sie aber auch dem oberen Dogger an (z. B. das Vorkommen an der Rettenwand bei Aschau).

Fehlt die Crinoidenkalk-Fazies des Dogger, so stellt sich die Frage, wie er dann ausgebildet, bzw. ob er überhaupt vorhanden ist. Infolge der Seltenheit kennzeichnender Fossilien ist in solchen Gebieten der eindeutige Nachweis von Dogger immer wieder auf Schwierigkeiten gestoßen. Eingehender wird diese Frage nur von Dhein (1940, S. 189—196) für das Hochgerngebiet behandelt: Trotz fehlender Fossilien kam er durch stratigraphische Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß stellenweiße die Kieselkalke des Lias bis in den Dogger hineinreichen und ihn stellenweise ganz aufbauen. Auch führte er eine Unterscheidung nach petrographischen Gesichtspunkten durch (S. 194): „Die Doggerkieselkalke unterscheiden sich von den Liaskieselkalken einmal durch hellere Grundfarbe der Kalke; dann sind auch die Hornsteine in diesen Kalken heller, sie zeigen durchsichtige, honiggelbe Farbtöne."

Eine weitere Klärung der von Dhein erzielten Ergebnisse wurde kürzlich für das Gebiet von Oberwössen durch Franz (1959) erbracht. Da hierüber demnächst berichtet wird, soll dem an dieser Stelle nicht vorgegriffen werden.

Der Dogger des Kampenwandvorlandes

Der Gesamtaufbau des Gebietes läßt sich zusammengefaßt folgendermaßen skizzieren (vgl. Abb. 1): Tektonisch gehört das Kampenwandvorland der kalkalpinen Randzone (= tief-bajuwarische Einheit bei Hahn 1911) an, die im Norden von Flysch, im Süden durch den Nordflügel der Kampenwandmulde (Maiswand, Gederer Wand) begrenzt wird. In sich ist es mit Broili in zwei Einheiten zu unterteilen: die nördliche Reifenbergscholle (Raibler Rauhwacke bis mittlerer Lias) und die südliche Erlbergkopfscholle (Raibler Rauhwacke bis unteres

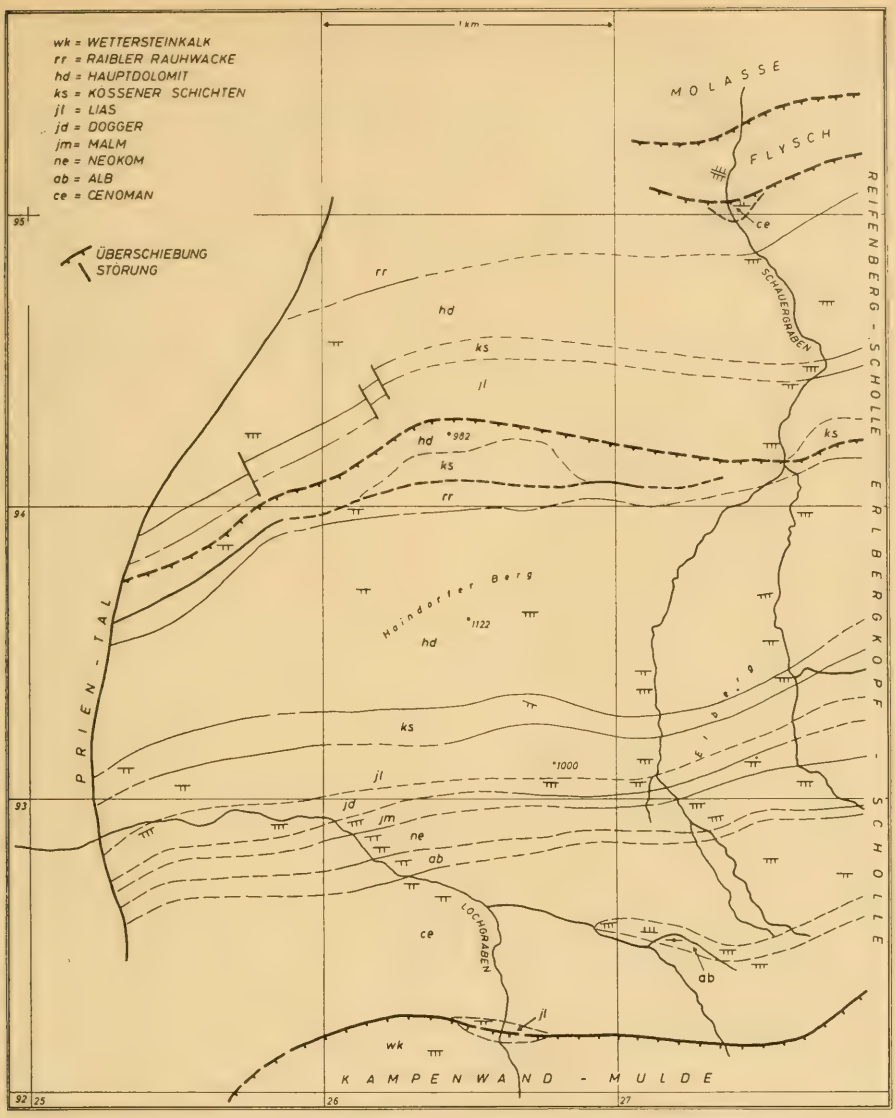


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte des westlichen Kampenwandvorlandes.

Cenoman). In beiden Einheiten streichen die Schichten etwa West-Ost und fallen mit 50—80° nach Süden ein. Für die hier behandelte Frage ist nur die Erlbergkopfscholle von Interesse.

Broili (1913, S. 421) konnte in seinem Arbeitsgebiet Dogger nicht eindeutig nachweisen. Er vermutete lediglich, daß einige Vorkommen von grauem, stark spätigem Crinoidenkalk an der ungefähren Grenze zwischen „Liasflecken-

mergel", zu welchem er auch die im Folgenden noch näher zu beschreibenden Kieselkalke rechnet, und „Aptychenschichten", in welche der Radiolarit einbezogen wird, vielleicht in den Dogger zu stellen seien.

In Abb. 2 wird unter Benutzung der neuen Beobachtungen und Fossilfunde ein Überblick über die fazielle Ausbildung des Lias und Dogger gegeben. Die Mächtigkeiten blieben auf dieser Tabelle unberücksichtigt.

Für den Lias gründet sich die Alterseinstufung auf zahlreiche Fossilien von verschiedenen Stellen des Gebietes. Die revidierte Einstufung der Kieselkalke und damit der Nachweis von Dogger beruht auf folgenden Beobachtungen:

Aus dem unteren Lochgraben bei Aschau (R 25 380, H 92 920) stand mir neben eigenen Aufsammlungen eine reiche Ammonitenfauna von Herrn Dr. K. Hoffmann (Amt f. Bodenforschung, Hannover) zur Verfügung, für deren leihweise Überlassung ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichen Dank sagen möchte. Die Faunen stammen aus typischen Fleckenmergeln und -kalken. Genannt seien hier nur:

Pleydellia aalense (Zieten)
Catulloceras dumortieri (Thiolliere)
Tmetoceras scissum (Benecke)

Diese Formen zeigen an, daß die Fleckenmergel- und -kalkfazies aus dem Lias bis in den unteren Dogger (α und β) hineinreicht, was auch aus anderen Gebieten der bayerischen Alpen bekannt und durch Fossilien hinreichend belegt ist. — Am Grabenhang südlich der erwähnten Lokalität (ca. 15—20 m hangend) stehen bereits fleckige Kieselkalke an.

Für den Griesenbach (im Ostteil des Gebietes) waren ähnliche Verhältnisse zu beobachten: In typischen Fleckenmergeln fand sich hier ein

Pseudogrammoceras fallaciosum (Bayle) var. *muelleri* (Denckmann),

womit bestätigt ist, daß auch hier die Fleckenmergelfazies bis wenigstens in den obersten Lias hineinreicht. Auch hier folgen hangend nach allmählichem Übergang mittelgraue, sehr harte, fleckige Kieselkalke.

Im gesamten Kartierungsgebiet läßt sich dem Hangenden zu eine Abnahme des Mergelgehalts und eine Zunahme des Kieselgehalts feststellen, ohne daß eine genaue Grenzziehung möglich wäre. Die Kieselkalke unterschieden sich von den Liasfleckenkalken zunächst nur durch die größere Härte. Erst allmählich treten die charakteristischen dunklen Flecken zurück, der Kalk wird rauher und zeigt dann, zuerst selten, dem Hangenden zu reichlicher schwarze Hornsteinknauern, im höheren Teil auch schichtparallele, mehrere Zentimeter dicke Hornsteinlagen.

Besonders gut sind die Kieselkalke gegenwärtig durch einen kleinen Hangrutsch an der Südseite des Lochgrabens bei etwa 750 m (R 25 880, H 92 935) aufgeschlossen. Zwischen die Hornsteinkalke sind hier einzelne Bänke eines graubraunen, spätigen Kalkes eingeschaltet; auch dünne Kalkmergellagen treten auf. Gleichzeitig wird die Grundfarbe der Kalke heller und die Kiesellagen sind stellenweise durchscheinend bräunlich. Ähnliche Verhältnisse wurden im Frauen-

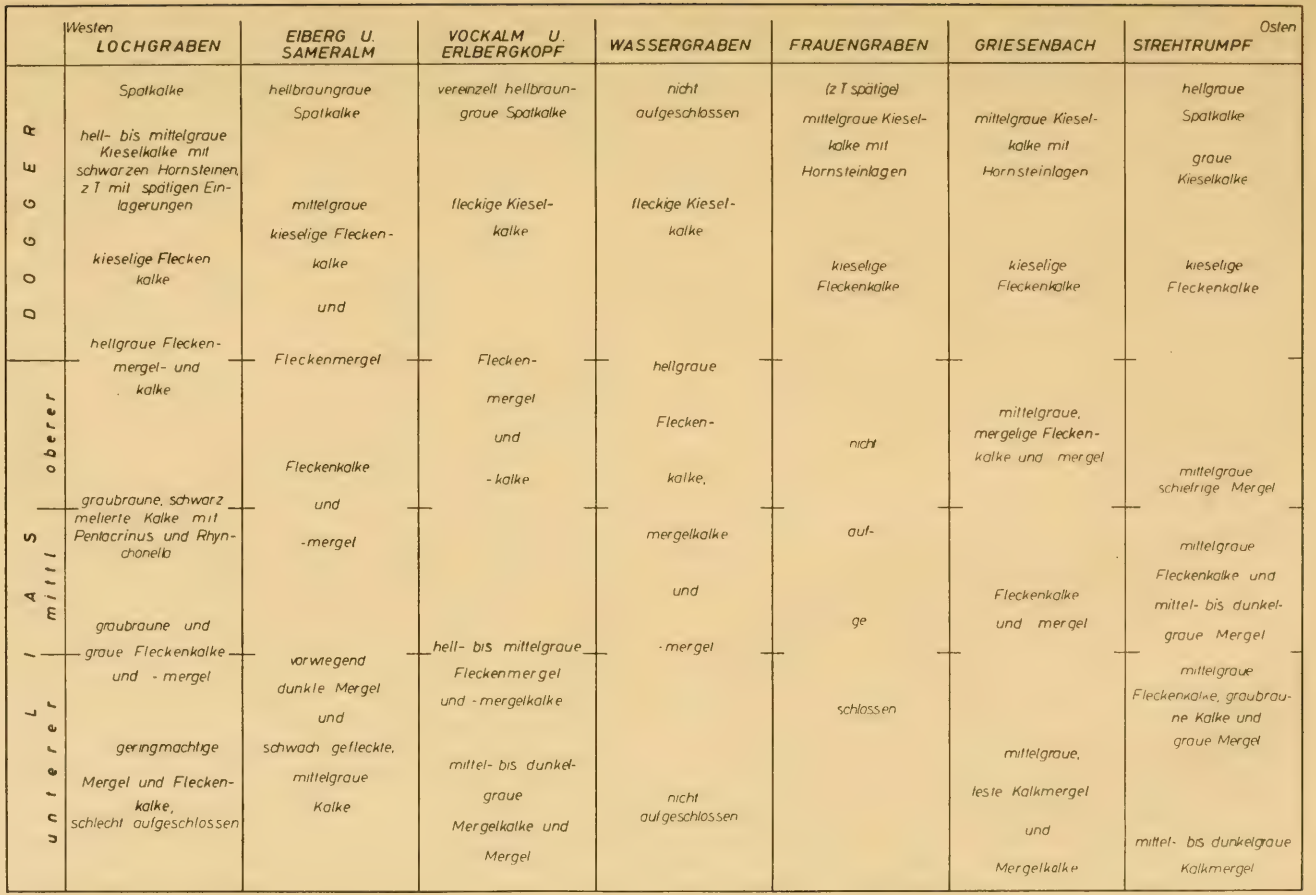


Abb. 2: Übersicht über die fazielle Ausbildung von Lias und Dogger im Südteil des Kampenwandvorlandes.

graben bei 815 m angetroffen, wo außerdem bräunliche Kieselausscheidungen mit lagenweise angereicherten Crinoidenstielgliedern beobachtet wurden.

Der Lochgraben-Aufschluß bei 750 m lieferte zwei relativ gut erhaltene Ammonitenbruchstücke. Das eine Stück wurde als

Chondroceras cf. *densicostatum* WESTERMANN

bestimmt. Es stammt aus mittelgrauen, dunkel gefleckten, von dunklen Hornsteinen durchsetzten Kalken. Von dem Exemplar ist der halbe äußere Umgang vorhanden, der Nabel ist nicht erhalten, jedoch die Rippenspaltpunkte und die Außenrippen, deren Zahl auf etwa 40 pro Umgang zu schätzen ist. Windungsbreite, Wölbung des Rückens und Rippenverlauf stimmen gut mit der Beschreibung und Abbildung bei WESTERMANN (1956) überein. Entgegen WESTERMANN's Diagnose wurde an dem hier beschriebenen Stück jeweils nur eine zweifache Rippenspaltung, keine gelegentliche dreifache Spaltung beobachtet. Diese Abweichung sowie die nur teilweise Erhaltung lassen daher nur eine cf-Bestimmung zu. Die Einstufung dieses Exemplars in den unteren Teil des Dogger δ ist jedoch nicht zu bezweifeln.

Aus dem gleichen Aufschluß stammt ein Bruchstück eines großen Ammoniten, der bei einer gemeinsamen Geländebegehung mit Herrn Prof. DEHM und Herrn cand. geol. A. MÜLLER gefunden wurde. Das Gestein, aus dem dieser Ammonit stammt, ist dem Liasfleckenkalk sehr ähnlich, lediglich infolge eines gewissen Kieselgehalts erheblich härter; außerdem zeigt das Stück zahlreiche Kalzit-verheilte Klüfte, wie sie für die zähen Doggergesteine typisch sind. Das Bruchstück zeigt etwa ein Viertel der drei äußeren Windungen eines im Durchmesser ca. 20 cm messenden Exemplars. Die äußere Windung dieser mäßig weit genabelten Art hat einen stark aufgeblähten Querschnitt, der zu dem stark entwickelten Nabelband hin gleichmäßig abfällt, so daß der Nabel treppenförmig vertieft liegt. Auf den inneren Windungen sind nur die scharfen, ganz leicht nach vorne geschwungenen Flankenrippen und die auf etwa halber Windungshöhe sich erhebenden Knoten sichtbar; auf dem äußeren Umgang gehen von letzteren zwei Rippen aus, zwischen welchen jeweils eine Schaltrippe erscheint. Nach den mir vorliegenden Beschreibungen und Abbildungen wurde das Exemplar als

Stephanoceras (*Skirroceras*) *plicatissimum* (QUENSTEDT)

bestimmt (FAHLBUSCH 1960, S. 15). MAUBEUGE (1961, S. 123) bildet ein als *Skirroceras* sp. bestimmtes Stück ab, das dem mir vorliegenden sehr gut entspricht. Er diskutiert die nahe Verwandtschaft zu *Stephanoceras triplex* (MASCKE) mit dem Ergebnis (S. 123): „C'est une forme affine à l'espèce de KURT WEISERT, probablement nouvelle." Da mir ausreichendes Vergleichsmaterial nicht zur Verfügung steht, muß die endgültige Zuordnung offen bleiben, was jedoch für die stratigraphische Einordnung vorläufig ohne Bedeutung ist, da es sich bei dem beschriebenen Vorkommen auf jeden Fall um mittleren oder oberen Dogger δ handelt.

Als drittes Stück aus diesem Aufschluß ist noch ein 3 cm langes, 4 cm hohes Windungsbruchstück zu erwähnen, das von den Flanken her stark zusammengedrückt ist. Es zeigt den oberen Teil dreier Flankenrippen, die kleinen Knoten

und von diesen ausgehend jeweils drei feine Spaltrippen. Möglicherweise gehört es zur gleichen oder einer verwandten *Stephanoceras*-Art; eine nähere Bestimmung ist jedoch nicht möglich.

Genannt seien ferner aus dem Lochgraben-Aufschluß wie aus dem Frauengraben jeweils ein Aptychus, deren Erhaltungszustand ebenfalls keine nähere Bestimmung zuläßt.

An verschiedenen Stellen des Untersuchungsgebietes wurden die bereits von Broili (1913, S. 421) erwähnten hellgrau-bräunlichen spätigen Crinoidenkalke beobachtet; so am Hang nordwestlich der Maisalm, am Nordhang des südlichen Eiberggipfels, am Nordhang des Erlbergkopfes und westsüdwestlich Grassau. Liegendes ist Kieselkalk, hangend war bei günstigen Aufschlußverhältnissen überall der Radiolarit des Malm zu beobachten. Wie ein durchlaufendes Juraprofil im Graben westlich des Eibergs zeigt, handelt es sich bei diesen Vorkommen nur um lokale Ausbildungen, denn im genannten Profil folgt über reichlich Hornsteinführendem Kieselkalk direkt der Radiolarit; im Torgraben südwestlich von Grassau war dasselbe zu beobachten. Da der Radiolarit im wesentlichen in den Malm einzustufen ist, ergibt sich für die graubraunen Spatkalke etwa Ober-Dogger-Alter. Diese Einstufung wird bestätigt durch einen, allerdings sehr schlecht erhaltenen, Ammoniten von der oben genannten Lokalität am südlichen Eiberggipfel (R 27 400, H 93 130). Die dichten, ziemlich scharfen Rippen, die relativ große Windungsbreite und der mäßig weite Nabel lassen mit Vorbehalt eine Bestimmung als

Cadomites sp.

zu, wonach die an dieser Stelle anstehenden Kalke in den höheren Dogger einzustufen wären, was den geologisch-stratigraphischen Befunden gut entspricht.

Das Hangende aller hier besprochenen Gesteine ist der Radiolarit, der durch das gesamte Gebiet zu verfolgen ist. Ob dessen Untergrenze mit der Dogger/Malm-Grenze zusammenfällt, oder ob er bereits mit dem oberen Dogger beginnt, ist nicht sicher zu entscheiden. Mit seinem Hauptanteil gehört er jedenfalls in den Malm, was auch aus allen benachbarten Gebieten beschrieben wird.

Auf Grund der mitgeteilten Befunde läßt sich über den Dogger des Kampenwandvorlandes zusammenfassend folgendes sagen: Der untere Dogger liegt in der Fazies der Fleckenmergel und -kalke vor und ist vom Lias nur mit Hilfe von Ammoniten zu trennen. Dem Übergang vom unteren zum mittleren Dogger entspricht ungefähr der abnehmende Mergel- und zunehmende Kieselgehalt. Eine scharfe Grenze ist auch hier nicht zu ziehen. Die Kieselkalke repräsentieren den mittleren und stellenweise auch den oberen Dogger. Im Lias treten noch keine Kieselkalke auf. Im oberen Dogger kommt es lokal zur Ausbildung hellgraubrauner Spatkalke. Hangend folgt der im wesentlichen dem Malm zuzurechnende Radiolarit.

Infolge der Schwierigkeiten der Grenzziehung sind auch die Mächtigkeiten nur angenähert anzugeben: Sie liegen für den gesamten Dogger zwischen 30 und 60 m, wovon 6 bis 8 m auf die Spatkalke des oberen Dogger entfallen können.

Arlt, H., 1911: Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. — Mitt. geogr. Ges. München **6**, 1—50, 18 Abb., 1 geol. K., Erlangen.

Broili, F., 1913: Kampenwand und Hochplatte. Ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **37**, 391—456, 1 Profiltaf., 1 geol. K., Stuttgart.

Broili, F., 1921: Geologische Beobachtungen im Gebiet des Heuberg. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl. Jg. 1921, 195—204. München.

Dhein, A., 1944: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern. — N. Jb. Min. usw., Abh. **88** B, 176—228, 12 Abb., 3 Taf., 1 geol. K., 2 Beil., Stuttgart.

Fahlbusch, V., 1960: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der kalkalpinen Randzone des Kampenwandvorlandes. Dipl.Arb. Mskr., 59 S., 7 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. K., München.

Finkelstein, H., 1888: Der Laubenstein bei Hohenaschau. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **6**, 36—104, 3 Taf., 1 geol. K., Stuttgart.

Franz, U., 1959: Die Geologie der westlichen Oberwössener Mulde sowie der nördlich und südlich angrenzenden Einheiten. — Dipl.Arb.Mskr., 62 S., 1 geol. K., München.

Maubeuge, P. L., 1961: Catalogue des Ammonites du Jurassique inférieur et moyen (Hettangien à Bathonien) du Musée cantonal de Bâle-Campagne. — Tätigkeitsber. Naturforsch.Ges. Baselland **22** (1958—1960), S. 27—164, 81 Abb., 1 Tab., Liestal.

Nöth, L., 1926: Der geologische Aufbau des Hochfelln-Hochkienberggebietes. — N. Jb.Min. usw., Beil.-Bd. **53** B, 409—510, 1 Profiltaf., 1 geol. K., Stuttgart.

Plieninger, F., 1901: Über Dogger und oberen Lias in den Chiemgauer Alpen. — Ctrbl.Min. usw. 1901, 361—367, Stuttgart.

Schottler, W., 1934: Die Geologie der westlichen Sachranger Berge in den Chiemgauer Alpen. (Hochriß-Laubenstein-Spitzsteingebiet). — N. Jb.Min. usw., Beil.-Bd. **72** B, 46—119, 1 Profiltaf., 1 geol. K., Stuttgart.

Schröder, J., 1925: Die jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **52** B, 214—283, Stuttgart.

Schröder, J., 1927: Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den bayrischen Alpen. — Palaeontogr. **68/69**, 115—342, 11 Taf., Stuttgart.

Weisert, K., 1932: Stephanoceras im schwäbischen braunen Jura delta. — Palaeontogr. **76**, 121—191, 44 Fig., Taf. 15—19, Stuttgart.

Westermann, G., 1956: Monographie der Bajocien-Gattungen Sphaeroceras und Chondroceras (Ammonoidea). — Beih. Geol. Jb. **24**, 125 S., 67 Abb., 4 Tab., 14 Taf., Hannover.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 2 | 17—61 | München, 1. August 1962

Altpleistocäne Säuger von Schernfeld bei Eichstätt in Bayern

Von Richard Dehm, München

Mit 7 Abbildungen und Tafel 3—6

Zusammenfassung

Aus dem roten lehmigen Sand einer Spaltenfüllung in den Solnhofener Plattenkalken des Oberen Weißen Jura bei Schernfeld westlich Eichstätt werden Gebißreste von Insectivora, Carnivora, Rodentia (ohne Microtinae) und Lagomorpha mitgeteilt. Bemerkenswert sind unter den Insectivora *Beremendia fissidens* und *Petényia hungarica*, unter den Raubtier-Nachweisen der Gepard *Acinonyx* und der Säbeltiger *Megantereon*, unter den Nagern ein neues Flughörnchen *Petauria helleri* nov. gen. nov. spec., das zweite Vorkommen des *Amphidyromys pusillus* Heller, ein altertümlicher Eomyide?, mehrere Formen um *Apodemus* und die Lagomorpha *Hypolagus* und *Ochotona*. Das Vorkommen liefert für den südlichen Fränkischen Jura den Nachweis einer eigenartigen, aus Steppen- und Waldtieren reich zusammengesetzten Fauna des Altpleistocäns, und zwar dessen oberer Stufe, des Cromeriums.

Summary

Fissure-fillings are not rare in the region of Eichstätt in Bavaria, where the Upper Jurassic Solnhofen limestones are worked in many quarries. The read loamy sand of a fissure-filling near Schernfeld contained a rich Vertebrate fauna. The remains of Insectivora, Carnivora, Rodentia (without Microtinae), and Lagomorpha have been studied. Noteworthy are among the Insectivora *Beremendia fissidens* and *Petényia hungarica*, among the Carnivora *Acinonyx* and *Megantereon*, among the Rodentia the new flying-squirrel *Petauria helleri* nov. gen. nov. spec., a second found of *Amphidyromys pusillus* Heller, a doubtful Eomyid, several species of *Apodemus* resp. *Parapodemus*, and the Lagomorpha *Hypolagus* and *Ochotona*. The fauna is rather interestingly composed of steppe and forest animals; it belongs to the Older Pleistocene, especially to the Cromerian, and is new for the southern part of the Franconian Jurassic area.

Inhalt

Seite

Vorwort 18
1. Die Schernfelder Spaltenfüllung 19
2. Insectivora — Insektenfresser 24
a) Talpidae: *Talpa fossilis*, *T. minor* 24
b) Soricidae: *Beremendia fissidens*, *Petényia hungarica*, *Sorex* aff. *araneus*, S. *praealpinus*, S. nov. spec. aff. *runtonensis*, *S. minutus* 25
c) Erinaceidae: *Erinaceus europaeus* 30
3. Chiroptera — Fledermäuse 31
4. Carnivora — Raubtiere 32
a) Canidae: *Canis* cf. *mosbachensis*, *Alopex* aff. *praeglacialis* 32
b) Ursidae: *Ursus* cf. *etruscus* 33
c) Mustelidae: *Martes intermedia*, *Mustela praenivalis*, M. *palerminea* 33
d) Felidae: *Felis silvestris*, *Acinonyx pardinensis*, *Megantereon megantereon* 34
e) Hyaenidae: *Hyaena perrieri* 36
5. Rodentia — Nagetiere (ohne Microtinae) 36
a) Sciuridae: spec. A, spec. B, spec. C, *Petauria helleri* nov. gen. nov. spec. 37
b) Muscardinidae: *Amphidyromys pusillus*, *Glis sackdillingensis*, *Muscardinus* nov. spec. . . 44
c) Muridae: *Apodemus atavus* und *sylvaticus*, *A.* aff. *alsomyoides*, *A.*? spec., *Parapodemus coronensis* 48
d) Zwei Überlebende aus dem Tertiär?: Eomyidarum indet., *Cricetodon* 51
6. Lagomorpha — Hasen, Pfeifhasen 52
a) Leporidae: *Hypolagus brachygnathus* 52
b) Ochotonidae: *Ochotona pusillus* 52
7. Die Schernfelder Fauna, ihr Alter und ihr Lebensraum 53
Schriftenverzeichnis 56
Tafelerläuterungen 60

Vorwort

Auf der Jurahochfläche bei Schernfeld nordwestlich von Eichstätt in Mittelfranken war durch den Plattenkalk-Abbau nördlich der Straße nach Eichstätt im Oktober 1951 eine Spaltenfüllung aus Zähne und Knochen führendem, lehmigem Sand freigelegt worden. Der Steinbruchbesitzer, Herr Otto Neumeyer † in Eichstätt, hatte dies Herrn Prof. Dr. Franz X. Mayr an der Bischöflichen Philosophisch-theologischen Hochschule in Eichstätt mitgeteilt. Herr Prof. Mayr hatte die Freundlichkeit, uns von dem Vorkommen, in welchem er Zahnreste eines Säbeltigers erkannt hatte, sogleich zu verständigen und die bereits gewonnenen Funde zur Untersuchung zur Verfügung zu stellen. Der Abbau der Spaltenfüllung wurde dann durch Herrn Dr. Emil Weber, Konservator i. R. an der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München, im November 1951 durchgeführt. Dr. Therese Prinzessin zu Oettingen-Spielberg, Oberkonservatorin an der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München, und Herr Dr. Theodor Haltenorth, Oberkonservator an der Zoologischen Staatssammlung in München, waren mir bei der Beschaffung von Literatur und rezentem Vergleichsmaterial behilflich; Herrn Dr. Axel von Hillebrandt in München verdanke ich die photographischen Aufnahmen der Fundstücke. Ich danke auch hier ver-

bindlich für alles Entgegenkommen und jede Hilfe. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft in Bad Godesberg hat durch die Gewährung von Sachbeihilfen unsere Untersuchungen an den Spaltenfüllungen wesentlich gefördert, wofür ich meinen besten Dank zum Ausdruck bringe.

Die Materialien werden in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München unter der Nr. 1951 XXVI 1 u. f. und in der Naturwissenschaftlichen Sammlung der Bischöflichen Philosophisch-theologischen Hochschule in Eichstätt aufbewahrt.

Der hier vorgelegte Teil berichtet über die Lagerstätte selbst und über die Gebißreste der Insectivora, Chiroptera, Carnivora und einiger Rodentia, sowie über die Fauna im ganzen. Die Microtinae, die die Hauptmasse der Nagerreste bilden, hat in freundlicher Weise Herr Prof. Dr. Florian Heller in Erlangen zur Bearbeitung übernommen.

1. Die Schernfelder Spaltenfüllung

Tafel 3, Fig. 1

Westlich von Eichstätt bildet die Jurahochfläche — 540 bis 557 m über N. N. und damit 150 bis 165 m über der in Höhe von 393 bis 390 m fließenden, heutigen Altmühl — eine leicht wellige Landschaft, welche ihrer Bedeckung durch einen fast kalkfreien, bis mehrere Meter mächtigen Verwitterungslehm eine zusammenhängende, nicht durch Wälder unterbrochene landwirtschaftliche Nutzung verdankt. In situ ist dieser meist gelbliche bis bräunliche Lehm stets fossilfrei; nur wo er sich in Spalten eingeschwemmt zusammen mit Wirbeltierresten findet, kann sein Alter bestimmt werden. Solche Stellen kennt man im süddeutschen Jura mehrfach: u. a. von Langenaltheim (Krumbeck 1935, S. 287; Dehm 1935, S. 64), Möhren bei Treuchtlingen (Dehm 1935, S. 64). Bei Langenaltheim zeigen zwei Säugerfaunen mit *Cervus elaphus* L., *Equus caballus plicidens* Owen, *Canis lupus* L., *Evotomys glareolus* Schreber, *Arvicola amphibius* L. u. a. bzw. mit *Cervus elaphus* L., *Bison priscus* Meyer, *Ursus spelaeus* Blumenbach, *Hyaena crocuta spelaea* Goldfuss u. a. jungpleistocänes Alter an; bei Möhren dürfte der Rest eines Mammut-Backenzahns gleichfalls aus dem Jungpleistocän stammen.

Zahlreiche Klüfte und ihre Füllungen erweisen sich nun rein stratigraphisch dadurch als älter, daß der jungpleistocäne Hochflächen-Überdeckungslehm über sie hinweggreift. Sie entsprechen damit, soweit ihnen nicht tertiäres Alter zukommt, alt- bzw. mittelpleistocänen Verkarstungsvorgängen. Ohne Fossilfunde kann weder ihr Alter noch ihre Zugehörigkeit zu einer Eiszeit oder Warmzeit näher angegeben werden. Immerhin wird man davon ausgehen können, daß Kaltzeiten eine weiträumige Verkarstung nicht begünstigen; unter den periglazialen Bedingungen, wie sie im nicht vereisten Gebiet während der Kaltzeiten anzunehmen sind, hemmen Bodenfrost bzw. Schneebedeckung den Wasserkreislauf und damit die Kalkauflösung. Andererseits spricht bei einigen, nach ihrer Fauna als altpleistocän und warmzeitlich charakterisierten Karstfüllungen auch die starke Beteiligung von Roterde für lebhafte Kalklösung und Kalkrück-

standsbildung, wie sie nur unter humidem und nicht zu kühlem Klima denkbar ist. Die Zuordnung zu einer bestimmten Warmzeit begegnet aber noch immer großen Schwierigkeiten, wobei der Umstand mitspielt, daß aller Wahrscheinlichkeit nach der Wechsel zwischen Kaltzeiten und Warmzeiten während des frühen Pleistocäns noch nicht so scharf war wie später. Als Arbeitsgrundlage für den Zeitraum vom Beginn des Pleistocäns bis zur Mindel-Eiszeit dürfte die von Heller (1958, S. 91) erstellte Tabelle gut dienlich sein: Ältestquartär = Villafranchium; Altquartär = Cromerium + Mosbachium. Mehrere fossilführende Höhlen- und Spaltensedimente sind aus diesem Zeitraum im süddeutschen Juragebiet bekannt geworden (Abb. 1):

Abb. 1: Die altpleistocänen Höhlensedimente und Spaltenfüllungen im süddeutschen Juragebiet (nach dem Stande vom 1. 3. 1962; Wegscheid siehe S. 63). Maßstab ca. 1:1,8 Millionen.

a) auf der Schwäbischen Alb

1. Heppenloch bei Gutenberg, Kreis Nürtingen (Thies 1926, S. 576—596; Kormos 1937 b, S. 88—97) = ? Mosbachium (Heller 1958, S. 91).
2. Erpfingen, Kreis Reutlingen, Steinbruch (Dehm 1935, S. 54—55; Heller 1936 a, S. 3—29; Heller 1958, S. 1—102) = Spätcromerium (Heller 1958, S. 91)
3. Erpfingen, Kreis Reutlingen, Karls- und Bärenhöhle (Dehm 1950 b, S. 165; Dehm 1952, S. 23; Lehmann 1953, S. 437—464; Lehmann 1957, S. 60—99) = Jüngeres Villafranchium (Lehmann 1957, S. 88).
4. Hochberg bei Jungnau = spätes Villafranchium oder frühes Cromerium (Adam 1961, S. 21—22).

b) auf der Nördlichen Frankenalb

5. Sackdillinger Höhle ostnordöstlich Neuhaus an der Pegnitz (Heller 1930 a, S. 247—298; Brunner 1933, S. 303—328; Heller 1933, S. 60—68; Heller 1956, S. 520—530) = Oberes Cromerium (Heller 1958, S. 91).
6. Moggaster Höhle südlich Muggendorf in der Fränkischen Schweiz (Heller 1930 b, S. 154—159) = Cromerium (?).

Diese Vorkommen werden nunmehr insbesondere durch das von Schernfeld in der Südlichen Frankenalb mit reicher und eigenartiger Faunen-Zusammensetzung in willkommener Weise ergänzt (dazu vgl. S. 63, Spaltenfüllung von Wegscheid bei Eichstätt).

In dem Neumeyer'schen Steinbruch, etwa 400 m nordöstlich des östlichen Ortsausganges von Schernfeld gegen Eichstätt, sind die Solnhofener Plattenkalke des Oberen Weißen Jura, wie fast in allen Aufschlüssen, durch ein System von tief hinuntersetzenden Sprüngen in zahlreiche einzelne Stapel zerteilt. Entlang der Sprünge hat die Verkarstung angegriffen; hohle Klüfte, deren Wände eine Überkleidung durch Kalkspatkristalle zeigen, sind selten; meist dringt der braune Überdeckungslehm von oben her mehr oder weniger tief in den Lösungsklüften und -fugen ein. Im Oktober 1951 war von Süden her eine solche Kluft auf etwa fünf Meter ostwestlicher Erstreckung durch den Abbau der Plattenkalkstapel freigelegt und in ihrem östlichen und oberen Teil bereits teilweise abgeräumt worden, bis die Steinbrucharbeiter auf die hellen Knochen in dem roten Lehm und Sand aufmerksam geworden waren. Im östlichen Teil war die Spalte nur etwa 0,05 bis 0,20 m breit gewesen, in der Mitte durchschnittlich 0,25 m; gegen Westen erweiterte sie sich allmählich, bog nach Südwesten ein und ging in eine 0,5 bis 1,8 m breite, mit fossillerem rotbraunem Sand gefüllte, vertikale Schlotte über (Taf. 3, Fig. 1).

Nur das Sediment der Ost-West-Spalte erwies sich als fossilführend und zwar besonders im unteren Teil. Die erste Anlage dieser nahezu senkrechten, schmalen, nach unten sich rasch verengenden Karstschlotte hat sicherlich in einer

der zahlreichen tektonischen Klüfte der Juratafel bestanden. In sieben Meter Tiefe, von der heutigen Oberfläche gerechnet, verengte sich die Schlotte auf wenige Zentimeter; sie wurde nicht weiter verfolgt. Die Wand zeigte alle Spuren kräftiger Anlösung; die etwas widerstandsfähigeren Platten ragten manchmal wie messerscharfe Gesimse in die Füllung hinein. Nirgendwo fand sich in dieser Schlotte ein Besatz der Wand mit Kalkspatsinter oder -tropfsteinen.

Die Füllung bestand aus feinem und gröberem, etwas lehmigem, rotbraunem bis tief rotem Quarzsand mit stellenweise deutlicher horizontaler und schräger Schichtung. Sporadisch wurde der Sand grobkörnig, und es waren Quarzgerölle bis 3 cm Durchmesser, wenig gerundete Gerölle entkalkten Weißjura-Restgesteins mit schwarzer Manganoxydrinde, vereinzelte Bohnerzkörner, 2 bis 3 mm lange, doppelseitig ausgebildete Quarzkristalle und Bruchstücke von Höhlen-Kalkspatsinter, sowie Stückchen und kleine angewitterte Stapel des Nebengesteins, des Plattenkalkes, eingelagert. Fossilreste aus dem Nebengestein sind zum Teil in verkieseltem Zustand im Schlämmrückstand nachweisbar, so *Lumbricaria*-Knäuel, Aptychen und *Leptolepis*-Wirbelchen; dazu kommen ganz vereinzelt Crinoiden-Stielglieder, Brachiopoden-Schälchen und Fischzähnchen, die gleichfalls aus dem Plattenkalk (bis zum Mörnsheimer Wilden Fels) stammen. Streifenweise ging der rotbraune Sand in roten sandigen Lehm bis zu sandfreiem Rotlehm über; in diesen Partien waren die Zahn- und Knochenreste der pleistocänen Wirbeltiere am stärksten angereichert. Zusammenhängende Skelettreste waren nicht enthalten; alle Knochen und Kiefer bzw. die Fragmente davon lagen einzeln und regellos; viele waren bereits in zerbrochenem Zustand eingebettet; Abrollspuren zeigten sich an Zähnen selten, an Knochen häufig. Die Knochensubstanz war in dem lehmigen Sand und Rotlehm oft so weich und mürb, daß es nur selten gelang, etwa zusammen mit den Backenzähnen eines Pferdes auch Reste des Kieferknochens zu bergen. Bei den Zähnen ist der Schmelz vorzüglich erhalten geblieben, das Dentin war jedoch oft erweicht oder so mürb, daß es beim Trocknen zu feinem Pulver zerfiel.

Was die Färbung der Knochen- und Zahnreste anlangt, so waren schon die ersten Funde recht verschieden, meist licht elfenbeingelb und rötlichbis rotbraun, seltener blaugrau und schwarz gefärbt. Daraufhin wurden mehrere Proben aus verschiedenen Stellen der Spaltenfüllung, höher — tiefer bzw. randlich — zentral, getrennt geschlämmt; das Ergebnis bestand darin, daß in jeder Probe die verschiedenen Färbungen nebeneinander vorkommen. In manchen durch Mangan-Oxyhydroxyde dunkler gefärbten Partien des Sedimentes war der Anteil an dunklen Zähnen und Knochen reichlicher als im reinen Lehm, doch fehlten auch hierin hellfarbene Reste keineswegs. Die Zahnspitzen der rotzähnigen Spitzmäuse sind meist noch rot, in mehreren Fällen aber auch ganz dunkel schwarzblau verfärbt. In der Schernfelder Spaltenöffnung jedenfalls bedeuten die Farbunterschiede zwischen den einzelnen Fundstücken höchstens etwas verschiedene Vorgeschichte an der Erdoberfläche nach dem Verenden und Verwesen des Tieres und kürzere oder längere Dauer der Einwirkung von

Oberflächenlösungen, vielleicht auch verschiedene Umstände bei der Einfüllung und Einbettung in das Spaltensediment, aber keinen geologischen Altersunterschied. An der Schernfelder Spaltenfüllung kann man nur die Beobachtungen bestätigen, die C. C. Young aus der mittel- bis altpleistocänen Spaltenfüllung von Choukoutien, Lokalität 1, bei Peking beschreibt: "As already known (Young 1930), the degree of fossilization of the fossils varies considerably from place to place in Choukoutien. Ordinarily the bones are light yellow or yellowish brown in colour, and they look rather less fossilized. But in many other cases, their coloration varies from light brown to deep brown, or even entirely black, with a deep pigmentation. A considerable number of them also, is light blue, or even green, or pure white." (Young 1934, S. 131).

Der fortschreitende Abbau des Plattenkalkes hat noch im Laufe des Winters 1951/1952 die nach der Grabung stehengebliebene nördliche Spaltenwand (Taf. 3, Fig. 1) entfernt. Heute befindet sich an der Fundstelle eine Steinbruchhalde.

Größere Fundstücke, wie Zahnreihen und Einzelknochen eines großen Pferdes, Geweihfragmente eines großen Hirsches u. ä. wurden an Ort und Stelle geborgen; die Kleinfossilien führenden Partien des Sedimentes aber wurden in Säcke gefüllt und nach dem Trocknen im Institut in München geschlämmt. Das Auslesen der Schlämmrückstände aus mehreren Tonnen Spaltensediment hat längere Zeit in Anspruch genommen; es ist nicht gelungen, mit Hilfe eines mechanischen Verfahrens die Gewinnung der zahlreichen einzelnen Zähnchen und Knöchelchen zu beschleunigen. Wir haben versucht, in abgestimmten Schwerelösungen die organischen Reste, Zähnchen und Knochen, von den anorganischen Bestandteilen, Quarzkörnern in der Hauptmasse, Bröckchen verkieselten Kalksteins, Bohnerzkörnern und Stückchen von Brauneisenkrusten, abzutrennen. Die Bohnerz- und Brauneisenkörner schieden sich leicht ab. Aber wie man auch die Schwerelösung einstellte, stets fanden sich sowohl in der Schwebe als auch im Bodensatz organische Reste und anorganische Körner miteinander vor. Außerdem war es nicht möglich, die gebrauchten Schwerelösungen rationell wieder zu verwenden; sie wurden nämlich durch restliche Tonpartikelchen, von denen die Quarzkörner beim Schlämmen nicht hatten befreit werden können, verunreinigt. Es ist daher erforderlich geworden, den gesamten Schlämmrückstand unter dem Stereomikroskop auszulesen; für die feinsten Korngrößen ist diese Arbeit noch nicht beendet. Hier danke ich Werkmeister Martin Dollinger † und einigen studentischen Mitarbeitern für ihre Ausdauer.

Die Zusammensetzung der Fauna ist charakteristisch. Während an den limnisch-fluviatilen und Löß-Lagerstätten die großen und mittelgroßen Säuger vorherrschen und die kleinen meist nur in wenigen Resten eingemengt sind, überwiegen in den Spaltenfüllungen bei weitem die Kleinsäuger; immerhin bezeugen einzelne Zähne, Knochen und selten auch Kiefer die gleichzeitige Großtierfauna. Die Schernfelder Fauna setzt sich ähnlich zusammen; Großtier-

reste waren in ihr, wenigstens vom Pferd und von den Hirschen, nicht ganz vereinzelt. Leider aber hat die Einbettung in ein tonigsandiges Sediment, wie erwähnt, zu einer Aufweichung und Zerstörung der Kieferknochen geführt; es haben nur ganz wenige Kiefer mit Zähnen gewonnen werden können. Die Erhaltung der Einzelzähne ist vorzüglich, soweit sie nicht Abrollung oder Anwitterung vor der Einbettung erlitten hatten; ein zusammenhängender Vergleich der Zahnreihen ist jedoch nur ausnahmsweise möglich. So gibt das Fundgut zwar ein eindrucksvolles Bild vom Reichtum der Fauna, kann aber gerade bei Insektenfressern und Nagern den Vergleich mit der vorzüglichen Erhaltung vollständig bezahnter Kieferserien anderer Lokalitäten nicht aushalten. Deshalb müssen hier, wenigstens zunächst, auch eine so weitgehende Aufteilung etwa der Soriciden- oder Chiropteren-Kiefer auf Arten, wie sie an manchen Lokalitäten altpleistocäner Wirbeltierfaunen vorgenommen werden kann, und eine Abklärung von Arten, wie sie nur an Hand von ganzen Zahnreihen möglich wäre, unterbleiben.

2. Insectivora — Insektenfresser

a) Talpidae — Maulwürfe

Die Maulwürfe sind in den altpleistocänen Kleinwirbeltier-Faunen Europas in der Regel durch drei verschieden große Arten vertreten, und zwar durch die besonders große *Talpa episcopalis* Kormos (1930 b, S. 239—240), durch die sehr kleine *Talpa minor* W. Freudenberg und durch die mittelgroße *Talpa fossilis* Petényi, die der heutigen *Talpa europaea* L. nahesteht. In den mehreren hundert Maulwurf-Resten, die die Schernfelder Spalte beim Ausschlämmen geliefert hat, können nur die mittelgroße und die kleine Art nachgewiesen werden. Die große *Talpa episcopalis* fehlt. Unter der Menge der bezeichnenden, leider meist abgerollten Humeri finden sich nur wenige vollständige, meßbare; aus den Unterkieferstücken sind wie gewöhnlich bei Talpiden die Zähne ausgefallen.

Talpa fossilis Petényi

1958. *Talpa praeglacialis* Kormos — Heller, Eine neue altquartäre Wirbeltierfauna von Erpfingen, S. 9—10, Taf. 1 Fig. 4—5; auf S. 11—13 werden die Artnamen *fossilis* Petenyi und *praeglacialis* Kormos diskutiert.

Fundgut: 5 Humeri mit Längen von 13,4 bis 15,4 mm, 153 unvollständige; 10 Unterkiefer-Bruchstücke, darunter 6 mit m_{1-3}-Alveolenlänge von 5,60 bis 6,24 mm.

Die Größen halten sich zwar nahe denjenigen der rezenten *Talpa europaea*, bleiben aber doch noch deutlich darunter und sprechen für den im Altpleistocän weit verbreiteten mittelgroßen Maulwurf.

Talpa minor W. Freudenberg

1933. *Talpa gracilis* Kormos — Brunner, Eine präglaziale Fauna aus dem Windloch bei Sackdilling, S. 308.

1956. *Talpa minor* Freudenberg — Kowalski, Insectivores, Bats and Rodents from the early Pleistocene bone breccia of Podlesice, S. 341—342, Taf. 1 Fig. 1; mit weiterer Literatur.

Fundgut: 3 Humeri mit Längen von 10,4 bis 11,4 mm, 300 unvollständige Humeri; 8 Unterkiefer-Bruchstücke, darunter 5 mit m_{1-3}-Alveolenlänge von 4,80 bis 5,20 mm.

Wenn auch an der Bestimmung kein Zweifel bestehen kann, so muß doch bedauert werden, daß die Reste so unvollständig vorliegen. Denn schon mehrere Autoren haben sich mit der Arten-Abgrenzung bei den fossilen *Talpa* beschäftigt. Das Schernfelder Fundgut des kleinen Talpiden scheint sich in seinen Größen mehr an die untere Grenze der Art zu halten.

b) Soricidae — Spitzmäuse

Wie in den meisten altquartären Kleinwirbeltier-Faunen Europas wurden auch hier zahlreiche Kieferstücke und Einzelzähne von Spitzmäusen geborgen; etwa 2300 Unterkiefer-Stücke und 3000 Einzelzähne konnten aus der Schernfelder Spalte beim Ausschlämmen gewonnen werden. Die Erhaltung ist leider so fragmentär, daß unter der Menge kein einziger auch nur annähernd vollständiger Kiefer vorliegt. Dies bildet gerade bei Spitzmäusen eine schmerzliche Begrenzung der Untersuchung, da außer den Zähnen der Unterkieferknochen mit der Gestaltung des Kronenfortsatzes und der Gelenkregion entscheidende Merkmale liefert. Die große Anzahl der Einzelstücke gewährt immerhin einen Überblick und die Möglichkeit, sie einander auch nach Größe und Häufigkeit zuzuordnen.

Zwei Formen gehören wegen ihrer ganz besonderen Merkmale zu je einer eigenen Gattung, *Beremendia* Kormos und *Petényia* Kormos, die übrigen zur Gattung *Sorex* (Maße in mm):

Art	Zahnlängen			Kieferhöhe	
	m_{1-3}	unterer i	oberer i	unter m_2	Kronenfortsatz
Beremendia fissidens . . .	5,85—6,00	3,70—4,16	4,10—4,30	2,21—2,62	6,35—6,76
Petényia hungarica	3,58—3,84	3,84—4,10	2,60—2,90	1,56—1,70	4,35—4,62
Sorex aff. *araneus*	3,70—3,77	3,58—3,84	1,82—2,02	1,29—1,56	4,49—4,88
„ *praealpinus*	—	3,23—3,50	1,65—1,67	1,20—1,36	3,77—3,90
„ aff. *runtonensis*	3,25	2,73—3,15	1,43—1,58	1,00—1,17	3,30—3,70
„ *minutus*	3,06	2,47—2,50	1,25—1,30	0,78—0,90	2,80—3,12

Das Nebeneinander von sechs Arten von Spitzmäusen in einer Fauna ist wenigstens für das Altpleistocän nicht ungewöhnlich; z. B. sind es bei Sackdilling 7, bei Erpfingen 5, bei Podlesice 7, bei Gundersheim 3, bei Weze sogar 11; zusammen mindestens 8 Gattungen mit mehr als 20 Arten. Ein solcher Formenreichtum von Spitzmäusen ist aus präpleistocänen Vorkommen bisher nicht bekannt. Die spättertiäre Besiedlung waldfreier Gebiete durch Steppengräser und die hiedurch möglich werdende Besitznahme eines neuen Lebensraumes durch

Massen von Insekten haben bei der Entfaltung aller insektenfressenden Tiergruppen sicher eine günstige Rolle gespielt, zumal der posttertiäre Klimawechsel eine stärkere Differenzierung der Biotope mit sich gebracht haben mußte.

Beremendia fissidens (Petényi)

Taf. 3, Fig. 10—13 a—b

1930. *Neomys* (?) *fissidens* (Pet.) Kormos — Heller, Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle, S. 254—258, Abb. 2—4, Taf. 15, Fig. 1—3.

1933. *Beremendia fissidens* (Petenyi) — Brunner, Eine präglaziale Fauna aus dem Windloch bei bei Sackdilling, S. 311, Abb. 6—7, Taf. 6, Fig. 6—8.

1936. *Beremendia fissidens* (Pet.) Kormos — Heller, Eine oberpliocäne Wirbeltierfauna aus Rheinhessen, S. 107—108, Taf. 7, Fig. 1—2.

1956. *Beremendia fissidens* (Petenyi, 1864) — Kowalski, An early Pleistocene Fauna of small mammals from the Kadzielna Hill in Kielce, S. 13—14, Abb. 4 (mit weiterer Literatur).

Fundgut: rechtes Unterkieferstück mit i-Stumpf, c, p_4—m_3 (1951 XXVI 103, Taf. 3, Fig. 11); 23 Unterkieferstücke mit 1 oder 2 Zähnen und den Fortsätzen, 55 zahnlose Unterkieferstücke mit Kronenfortsatz; linkes Oberkieferstück mit p^4—m^2 (1951 XXVI 104, Taf. 3, Fig. 10); 180 untere und 140 obere Schneidezähne, davon je 1 Taf. 3, Fig. 13 a—b und Taf. 3, Fig. 12 a—b.

Maße in mm (siehe auch Tabelle Seite 25): Länge m_{1-3} 5,85; Höhe unter dem m_2 2,30; p^4—m^2 6,50.

Die Kiefer- und Zahnbelege zeigen die besonderen, von Petényi, Kormos und Heller beschriebenen Eigentümlichkeiten der Gattung, ebenso die gleichen Maße. Zu den bisherigen Beschreibungen liefert unser Material einige Ergänzungen. Der letzte untere Molar ist nicht ganz einheitlich gebaut; Formen ohne eine Spur des hinteren Hypoconid-Armes und solche mit einem deutlichen Hypoconid-Arm bis zum Labialrand sind durch Übergänge miteinander verbunden. An dem einzelnen Oberkieferstück läßt sich die Gestalt des p^4 gut erkennen; sein Umriß verschmälert sich von außen rasch bis zur Mitte und bildet von da eine nach hinten schmäler werdende Lippe.

Am unteren Schneidezahn folgen hinter der schwach aufgebogenen Hauptspitze keine Nebenspitzen; die schwarze Färbung der Spitze geht in einem schmalen Band von Rot über Orange und Gelb in das gewöhnliche Schmelzweiß über. Beim oberen Schneidezahn erhebt sich über dem stumpfen, höckerlosen Hintergrat die gespaltene Hauptspitze; ihre Krümmung verläuft gleichmäßig mit einem Radius von 2,5 mm; die Wurzel schließt dicht an den Schmelzsockel an; an ihrer Hinterseite trägt sie eine Furche.

Auch in den ergänzend beschriebenen Merkmalen zeigt sich die Sonderstellung an, die die für das europäische Altpleistocän so charakteristische *Beremendia fissidens* unter den Spitzmäusen einnimmt.

Petényia hungarica Kormos

Taf. 3, Fig. 6—9

1934. *Petényia hungarica* n. gen. n. sp. — Kormos, Neue Insektenfresser, Fledermäuse und Nager aus dem Oberpliozän, S. 301—303, Abb. 34—35.

1936. *Petényia hungarica* Korm. — Heller, Eine oberpliocäne Wirbeltierfauna aus Rheinhessen, S. 108—109, Taf. 7, Fig. 3—4.

1956. *Petényia hungarica* Kormos, 1934 — Kowalski, Insectivores, Bats and Rodents from the early Pleistocene bone breccia of Podlesice, S. 352—353, Abb. 1b, Taf. 1, Fig. 9—10; mit weiterer Literatur.

Fundgut: linkes Unterkieferstück mit m_{1-3} (1951 XXVI 107; Taf. 3, Fig. 7), drei weitere mit m_{1-3}, 20 mit 1 bis 2 Zähnen, 135 ohne Zähne; 195 einzelne untere Schneidezähne, 140 obere; rechtes Oberkieferstück mit m^{1-2} (Sammlung München 1951 XXVI 108; Taf. 3, Fig. 6).

Maße in mm: siehe Tabelle S. 25; ferner: m^{1-2}-Länge 2,75; Länge × vordere Breite × hintere Breite für m^1 1,48 × 1,56 × 1,58, für m^2 1,30 × 1,62 × 1,43.

Der Unterkieferknochen ist charakteristisch gebaut; er verdickt sich nach hinten merklich, der Vorderrand des Kronenfortsatzes rückt labialwärts und setzt in stumpfem Winkel an; der Unterrand der Fossa pterygoidea kommt weit lingualwärts zu liegen; sie nimmt daher keine vertikale Stellung, sondern eine schräge Lage ein und endet niedrig mit gerundetem Oberrand. Der Kronenfortsatz ist auch sonst so gebaut wie am Typusstück, trägt auch die auffällige Außenleiste. Die Gelenkregion stimmt dazu bis in die Einzelheit der von Kormos beschriebenen scharfkantigen Knochenleiste, die oberes und unteres Teilgelenk miteinander verbindet. Besonders fällt die starke Drängung der Zahnreihe vor den Molaren auf; der Schneidezahn reicht bis unter den m_1 zurück; dementsprechend liegt das Foramen mentale nicht vor der Mitte des m_1, sondern unter seiner hinteren Hälfte bzw. eben noch unter der Mitte.

Untere und obere Zähne (Taf. 3, Fig. 8a—b, 9) sind an den Spitzen tief schwarz gefärbt; über ein schmales rotes Band geht die Farbe wie bei *Beremendia* rasch in Orange, Gelb und Weiß über. Am unteren Schneidezahn (Taf. 3, Fig. 9) greifen hinter der leicht aufgebogenen Spitze zwei Kerben im Abstand von 0,6 mm in die Oberkante des Schmelzes und gliedern zwei flache Nebenhöcker ab; dahinter kann man noch eine ganz schwache weitere Eindellung an einigen Zähnen bemerken. An den unteren Molaren sind Paraconid und Metaconid niedrig, am m_3 das Hypoconid schwach mit nur einer kurzen lingualen Kante, ohne ein Entoconid; diese Ausbildung des m_3 beobachtet man an allen Kiefern mit m_3.

Das einzelne Oberkieferstück (Taf. 3, Fig. 6) kann nach seinen Ausmaßen und der charakteristischen Zahnspitzenfarbe nur auf die besprochenen Unterkiefer bezogen werden, ebenso die oberen Schneidezähne, diese auch wegen ihrer entsprechend großen Anzahl. Sie stimmen mit Beschreibung und Abbildung bei Kormos ganz überein. Die linguale Partie an den oberen Molaren verdient eine kurze Beschreibung; der Protocon bleibt niedrig und entsendet zu den beiden Außenhügeln je einen niedrigen kurzen Sporn; von dem hinteren Sporn geht rechtwinklig eine abfallende Kante zum Cingulum, die Vereinigungsstelle ist ganz schwach zu einem Hinterhöcker erhoben; dieser bleibt aber noch geringer

an Volumen als selbst die schwache Verdickung des Cingulums am hinteren Inneneck; von hier verläuft das Cingulum als Hinterrand zum Metastyl. Dieser Hinterrand ist, wie Kormos beschrieben hat, gerade, deutlicher gesagt, nur ganz wenig konkav, im Gegensatz zu den übrigen Soricidae mit stark konkavem Hinterrand der m^1 und m^2. An den oberen Schneidezähnen (Taf. 3, Fig. 8a—b) besteht der vordere Teil aus einer mit 1,5 mm Radius gekrümmten Spitze; ihre labiale Wand ist schön gewölbt und endet in einer scharfen hinteren Kante. An ganz frischen Zähnen zeigt diese Kante eine schwache Ausbuchtung, als ob sich ein sekundärer Zacken bilden wolle. Die linguale Kante der Hauptspitze ist stark labialwärts eingeschlagen. In der hinteren Partie des Zahnes erheben sich auf ziemlich schmaler Basis ein labialer und ein etwas kleinerer zweigeteilter lingualer Höcker. Das Hinterende der Krone steht labialwärts weit kragenförmig von der Wurzel ab und wird durch ein Cingulum verstärkt.

Die Übereinstimmungen im Bau des Kronenfortsatzes, der Gelenkregion, der Zähne und in den Maßen mit *Petényia hungarica* lassen meines Erachtens keine Abtrennung von dieser Art zu. Möglicherweise reicht bei der Schernfelder Form der untere Schneidezahn ein wenig weiter zurück. Was die Lage des Mentalforamens anlangt, so gibt sie Kormos „zwischen dem Para- und Protoconid des m_1 gelegen" an; von den vorliegenden 157 Unterkieferstücken zeigen die m_1-Partie 91, von diesen 90 das Foramen mentale unter der Mitte des m_1 oder kurz dahinter, also zwischen Proto- und Hypoconid; an einem Stück fehlt das Foramen überhaupt; da auch am Typus-Unterkiefer der Schneidezahn bis unter den m_1 zurückreicht, kann das Foramen nicht unter der vorderen Hälfte des Zahns liegen; ich vermute einen Druckfehler.

Petényia hungarica, nunmehr von Villány, Püspökfürdö, Podlesice, Kielce, Weze, Gundersheim und Schernfeld bekannt, gesellt sich zu den charakteristischen Arten der altquartären Kleinfauna. Darüber hinaus umfaßt die Gattung eine kleinere Art, *suavensis* Pasa (1948, S. 17—18, Abb. II, 5—9), aus dem Altquartär von Soave bei Verona. Ferner scheint mir *Sorex dehneli* Kowalski (1956, S. 347 bis 350, Abb. 1c, Taf. 1, Fig. 5—6) aus der altquartären Spaltenfüllung von Podlesice nahe zu stehen; sein Autor gibt ihm „an isolated position among the Quaternary species of the genus *Sorex* Linnaeus"; die Ausmaße sind größer, vom m_3 werden noch fünf Spitzen an Stelle der vier bei *hungarica* angegeben, Einzelheiten der Gelenke sind anders ausgebildet. Im übrigen stimmen die Gestalt des Unterkiefers und seiner Gelenkregion, das weite Zurückreichen des Schneidezahns bis unter den m_1 (nach Taf. 1, Fig. 5c, 6a), die Dunkelrotfärbung der Zahnspitzen überein; das Foramen mentale der polnischen Art liegt nach den Worten von Kowalski unter dem p_4, um zwei Drittel hinter seinem Vorderrand (S. 248, 249); nach den Zeichnungen (Taf. 1, Fig. 5c, 6a) scheint es sich wie bei der Schernfelder Form unter dem m_1 zu befinden. Es sei denn, daß die oberen Molaren abweichen, so könnte die Art *dehneli* Kowalski als eine *hungarica* um 20 bis 25% an Größe überschreitende Art der Gattung *Petényia* angereiht werden.

Sorex aff. araneus L.

Fundgut: linkes Unterkieferstück mit m_1 und den Fortsätzen, weitere 16 Unterkieferstücke, davon 3 mit m_{1-3}; 65 einzelne untere Schneidezähne, 95 obere. Maße siehe Tabelle S. 25.

Die vorliegenden Stücke bezeugen einen *Sorex*, der dem rezenten *araneus* nahesteht, möglicherweise sogar zugehört; sie sind für eine definitive Zuordnung jedenfalls zu dürftig. Unter den 17 untersuchten Unterkiefern liegt bei den 7 mit erhaltener m_1-Region das Foramen mentale unter dem m_1-Protoconid. Der aufsteigende Ast steigt schräg, an einigen Stöcken fast senkrecht zur Zahnreihe auf. Gegenüber der Abbildung des Gelenkes bei HINTON (1911, Abb. 12a) sind die sämtlichen hier schlanker, da die Zwischenfläche zwischen oberem und unterem Gelenk mehr eingeschnürt ist. Am rezenten Unterkiefer des *Sorex araneus* der Münchener Sammlung sehe ich die gleiche Ausbildung des Condylus. Die zahlreichen unteren und oberen Schneidezähne gleichen denen von *araneus*.

Sorex praealpinus Heller

1930. *Sorex praealpinus* n. sp. — HELLER, Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle, S. 260—261. Abb. 7—9, Taf. 15, Fig. 7, 8a—b.

1958. *Sorex praealpinus* HELLER — HELLER, Eine neue altquartäre Wirbeltierfauna von Erpfingen, S. 14—15, Abb. 2, Taf. 1, Fig. 9.

Fundgut: 5 Unterkieferstücke ohne Zähne mit den Fortsätzen, 2 untere und 3 obere Schneidezähne. Maße siehe Tabelle S. 25.

Einige Unterkiefer von geringerer Größe als *Sorex araneus* besitzen das Foramen mentale weit vorne unter der Vorderspitze des m_1, fast schon unter dem p_4, wie es HELLER für seine Art *praealpinus* angibt. Am Condylus ist die untere Gelenkfacette lingualwärts verlängert, ebenfalls ein Merkmal der Sackdillinger und Erpfinger Art; demnach darf wohl, auch ohne Kenntnis der Backenzähne, auf diese Art geschlossen werden. Die Schneidezähne gleichen denen des *araneus* bei geringerer Größe.

Sorex n. sp. aff. runtonensis Hinton

Taf. 3, Fig. 5

aff. 1911. *Sorex runtonensis*, n. sp. — HINTON, British Fossil Shrews, S. 532, Abb. 8a, Taf. 25, Fig. 8—9.

aff. 1930. *Sorex Runtonensis* HINTON — HELLER, Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle, S. 259, Abb. 6, Taf. 15, Fig. 5a—b.

Fundgut: linkes Unterkieferstück mit Fortsätzen, ohne Zähne, Sammlung München 1951 XXVI 111 (Taf. 3, Fig. 5); 41 weitere Unterkieferstücke, zum Teil mit einzelnen Zähnen; 45 untere, 62 obere Schneidezähne. Maße siehe Tabelle S. 25.

Der Unterkieferknochen besitzt die geringe Höhe desjenigen von *Sorex praealpinus*; von den 42 Exemplaren haben aber die 12 mit der erhaltenen m_1-Region das Foramen mentale unter dem m_1-Protoconid nahe der Mitte des Zahnes, also nicht so weit vorne wie *praealpinus*, sondern eher wie *runtonensis*. In der Höhe des Kronenfortsatzes hält sich unsere Form mit 3,30 bis 3,70 an

die untere Grenze von *praealpinus* (3,66 bis 3,90) und *runtonensis* (3,74—3,90) und bleibt im Mittel darunter. Die Neigung des aufsteigenden Astes variiert zwischen einer schrägen, ähnlich *araneus*, und einer fast senkrechten.

Die Molaren ergeben keinen greifbaren Unterschied zu den in der Größe benachbarten Arten; am m_3 ist die Konstanz im Bau des Talonides erwähnenswert; es besteht aus einem ovalen, hufeisenförmigen Schmelzgrat, in welchem labial der Außenhügel und lingual, vor einer winzigen Kerbe, schwach der Innenhügel markiert sind; das Hufeisen öffnet sich nicht nach vorne, sondern schließt dicht an die Hinterwand des Trigonids an. Der untere Schneidezahn trägt an der Spitze drei Kerben mit vier Zacken; hinter der letzten Zacke trifft das Cingulum auf die Kante und bildet ein winziges Knöpfchen. Der obere Schneidezahn weicht gleichfalls kaum von der *Sorex*-Norm ab; die hintere Innenknospe am Cingulum kann sich zu einem Spitzchen erhöhen.

In jeder neuen Fauna des Altquartärs finden sich Soriciden-Kiefer, die sich bereits bekannten Arten annähern, aber nicht mit ihnen vereinigen lassen. In dem Größenfeld zwischen dem winzigen *Sorex minutus* und dem mittelgroßen *araneus* müssen schon jetzt mindestens sieben gute Arten, *alpinoides* Kowalski, *praealpinus* Heller, *runtonensis* Hinton, *kennardi* Hinton, *araneoides* Heller, *alpinus* Schinz, *subaraneus* Heller, und einige Nebenformen ihren Platz finden; durch Sondermerkmale sind die genannten Arten voneinander unterscheidbar. Noch läßt sich die Möglichkeit nicht absehen, diese und weitere Arten sinnvoll zu gruppieren; die hier neu vorliegende reiht sich den beschriebenen an; das Fundgut erlaubt aber nicht, eine definitive Beschreibung und Umgrenzung zu geben.

Sorex minutus L.

1933. *Sorex minutus* L. — Brunner, Eine präglaciale Fauna aus dem Windloch bei Sackdilling, S. 308.

1936. *Sorex* aff. *minutus* L. — Heller, Eine Forest Bed-Fauna aus der Schwäbischen Alb, S. 6.

Fundgut: rechtes Unterkieferstück mit m_1 und den Fortsätzen, Sammlung München 1951 XXVI 112; 8 weitere Unterkieferstücke; 4 untere und 4 obere Schneidezähne. Maße siehe Tabelle S. 25.

Die vorliegenden Gebißreste fügen sich in ihren Maßen und Formen ganz in den Breich des rezenten *Sorex minutus*; das Foramen mentale liegt unter dem p_4; am m_3 ist das Talonid trotz seiner Kleinheit gut mit Hypo- und Entoconid entwickelt. Der untere Schneidezahn trägt vier Kerben, deren letzte nur ganz schwach bleibt; am oberen Schneidezahn deutet sich an der Hauptspitze die Abspaltung eines Nebenspitzchens an; von der hinteren Spitze zieht eine schwache Kante zum hinteren Inneneck.

c) Erinaceidae — Igel

Igelreste sind fast stets gering an Zahl; ihre relative Größe und ihr Stachelschutz gegenüber Raubvögeln hat die Igel wohl davor bewahrt, in Massen als Beute in Höhlen und Spalten zu gelangen.

1948. *Erinaceus europaeus* Linneo — Pasa, I mammiferi di alcune antiche brecce veronesi, S. 22—23.

Fundgut: mehrere Einzelzähne, darunter 3 p_4, 2 m_1, 1 m_2, 1 p^4, 2 m^1, 2 m^2.

Zahnlängen in mm: m_1 5,12, 5,35; m_2 5,20; p^4 3,90; m^1 4,88, 4,94.

Größe und Struktur gleichen denjenigen des modernen Igels; natürlich muß hier die Frage offen bleiben, ob sich diese Übereinstimmung auch auf die Vorderzähne und auf die letzten Backenzähne erstreckt.

Die übrigen altquartären Igel-Arten, eine kleinere und eine größere, kommen hier nicht in Betracht: *Erinaceus lechei* Kormos (1934b, S. 296—297, Abb. 31—32) aus Beremend bleibt wesentlich kleiner; *Erinaceus praeglacialis* Brunner (1933, S. 311, Taf. 6, Fig. 9—10) aus dem Sackdillinger Windloch wird ebenso merklich größer als *europaeus*; er weist am Typus-Oberkiefer eine p^4-Länge von 4,55 und eine m^1-Länge von 5,66 auf.

3. Chiroptera — Fledermäuse

Das Ausschlämmen des Schernfelder Spaltenlehmes hat uns eine verhältnismäßig nicht sehr große Anzahl von fragmentären Fledermaus-Kiefern geliefert, etwa 55 Unterkiefer-Bruchstücke, darunter 30 mit einem, zwei oder drei Zähnen, dazu eine entsprechende Zahl von einzelnen Caninen, Prämolaren und Molaren; nur ein einziges Kieferstück hat den Kronenfortsatz bewahrt. Es verbietet sich also, auf dieses Material sichere Bestimmungen gründen zu wollen. Immerhin lassen die Reste eine Gruppierung nach ihrer Größe und nach einigen Hauptmerkmalen zu.

Vier Unterkieferstücke mit je einem Prämolaren oder Molaren zeigen stattlichere Größe mit Kieferhöhen unter dem m_2 von 2,08 und 2,15 mm, dazu entsprechende Zahngrößen. Sie können zunächst zu *Rhinolophus* cf. *ferrumequinum* (Schreber) gestellt werden; eine solche Form ist mehrfach im Altquartär nachgewiesen (Heller 1936b, S. 110; Kowalski 1956, S. 356—358).

Die übrigen Fledermaus-Kiefer von Schernfeld scheinen ausschließlich der Gattung *Myotis* anzugehören. An den Funden aus der Spaltenfüllung von Gundersheim hat Heller (1936b, S. 112—122) nämlich eine vorherrschende größere Art, *Myotis kormosi* Heller, und eine häufige kleine Art, *Myotis exilis* Heller und im Größenfeld nahe diesen und zwischen ihnen einige weitere, teils an den Ausmaßen, teils an Sondermerkmalen erkennbare Formen beobachtet, für die er zusätzliche sechs Arten errichtet hat. Die Mehrzahl der Schernfelder Stücke, 39 mit Kieferhöhen vor dem m_1 um 1,90 mm, mag mit *kormosi* verglichen werden. Eine kleine Art besitzt eine Kieferhöhe von 1,32; zwischen beiden verteilen sich Zwischenwerte von 1,45, 1,56, 1,63 u. a. für eine oder mehrere mittelgroße *Myotis*-Arten. Insgesamt ergibt sich die Liste:

Rhinolophus cf. *ferrumequinum* (Schreber)
Myotis sp., von der Größe des *kormosi* Heller
Myotis sp., von der Größe des *exilis* Heller oder *insignis* Heller
Myotis sp. sp., von mittlerer Größe.

Wenn auch die Schernfelder Spaltenfüllung nicht sehr zahlreiche Raubtierreste enthielt, so geben die wenigen größeren Einzelzähne und Kieferstücke mit Zähnen, sowie eine Anzahl ausgeschlämmter kleinerer Einzelzähne doch einen Hinweis auf die vielgestaltige Raubtierwelt Mitteleuropas während des Altpleistocäns. Die Waldformen Bär, Marder und Wildkatze geben sich mit den Steppenformen Gepard, Hyäne und Wiesel in der Spalte ein postmortales Stelldichein.

a) Canidae — Hunde-Verwandte

Canis cf. mosbachensis Soergel

Taf. 4, Fig. 2a—2c, 3a—3c

cf. 1933. *Canis mosbachensis* Soergel — Kormos, Die Wölfe des ungarischen Oberpliozäns, S. 14—22, mit weiterer Literatur.

Fundgut: rechter p^4 (1951 XXVI 18), 2 rechte m^1 (1951 XXVI 19, Taf. 4, Fig. 2a—c; 1951 XXVI 20), linkes Unterkieferstück mit m_1-Talonid und m_2 (1951 XXVI 21, Taf. 4, Fig. 3a—c).

Maße in mm: Länge × Breite: p^4 21,8×11,0; m^1 14,7×18,4, 13,6×18,2; m_2 10,3×7,4.

In den Maßen hält sich unsere Form an diejenigen, welche Kormos für *Canis mosbachensis* aufführt. Solche mittelgroßen Wölfe sind im Altpleistocän Europas verbreitet, wie *Canis etruscus* Major aus dem Arno-Tal und *C. neschersensis* de Blainville aus Frankreich, England, Deutschland, Österreich, Ungarn u. a.

Alopex aff. praeglacialis Kormos

Taf. 4, Fig. 1a—1c

aff. 1932. *Alopex praeglacialis* n. sp. — Kormos, Die Füchse des ungarischen Oberpliozäns, S. 168—178, Taf. 5, Fig. 1—5.

Fundgut: rechtes Unterkieferstück mit fast frischen m_{1-2} und Alveolen der p_{1-4} und des m_3 und zugehöriges linkes Unterkieferstück mit p_{1-3}-Alveolen (1951 XXVI 23).

Maße in mm: m_1 13,8×5,5; m_2 7,02×4,94; p_1-m_3 an den Alveolen 51,5; Unterkieferhöhe lingual unter m_2-Mitte 12,2, unter p_2 8,7, unter p_2/p_3 9,6.

Der relativ kleine Unterkiefer trägt zierliche Molaren; der m_1 gleicht mit seinem schwachen Zwischenhöcker in der Rinne zwischen Metaconid und Entoconid, mit seinem kräftigen, aber nicht plumpen Hypoconid dem entsprechenden Zahn des *Alopex praeglacialis*; auch die Länge fügt sich in die von Kormos gegebenen Maße von 13,3—14,7. Der m_2 ist verhältnismäßig lang und breit, 7,02 gegenüber 6,2—6,6 Länge der ungarischen Stücke, besitzt aber ein ähnlich reiches Relief.

Nach Zahnrelief und Größe würde der Schernfelder Fuchs zu der Art von Villány passen; aber sein Längenverhältnis $m_1 : m_2$ beträgt 1,97 und bleibt damit merklich unter dem 2,24 bzw. 2,39 der ungarischen Stücke; er kann also bis zu einer Kenntnis der Größenvariabilität dieser altpleistocänen kleinen Füchse mit der ungarischen Art nicht ganz identifiziert werden. Nach Kormos (1932 a, S. 173) bedeuten die längeren und breiteren Tuberkularzähne des *Alopex praeglacialis* eine stammesgeschichtlich niedrigere Stufe als die des rezenten *Alopex lagopus*; in dieser Hinsicht wäre der *Alopex* von Schernfeld also noch etwas primitiver als *praeglacialis*.

b) Ursidae — Bären-Verwandte

Ursus cf. etruscus Cuvier

1954. *Ursus etruscus* Cuv. — Viret, Le Loess à bancs durcis de Saint-Vallier, S. 37—46, Taf. 2 Fig. 1—5, Taf. 3, Fig. 1—6.

Fundstück: Vorderhälfte eines rechten m_3-Keims, Sammlung München 1951 XXVI 24; Breite 13,5 mm.

Auf der Außenwand des kleinen Zahnes markieren sich zwei Hügel, deren jeder lingualwärts ein Grätchen entsendet; diese beiden enden in der Rinne, die sich labial vom vorderen Innenhügel nach hinten erstreckt. Das Vordercingulum verbindet, mehrmals durch Kerben unterbrochen, die beiden Vorderhügel; auch sonst wird das Relief von Gruben und Leistchen belebt.

Die letzten unteren Molaren der Bären bieten mit ihrem niedrigen und in Einzelheiten variablen Relief wenig spezifische Merkmale. Doch gibt hier die Breite einige Hinweise auf die Artzugehörigkeit; der Wert 13,5 liegt über dem der kleinsten Bären, etwa des *Ursus schertzi* Dehm (10,9; 1944, S. 140), bleibt aber weit unter dem der großen, wie *spelaeus* mit 18 mm und darüber; er hält sich innerhalb des *Ursus etruscus* (13—15,5; Viret 1954, S. 40).

c) Mustelidae — Marder-Verwandte

Martes intermedia Heller

Taf. 4, Fig. 4a—4c

1933. *Martes intermedia* n. sp. — Heller, Ein Nachtrag zur Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle, S. 65—67, Abb. 3—4.

Fundgut: rechtes Unterkieferstück mit p_4-m_2 (Sammlung München 1951 XXVI 25, Taf. 4, Fig. 4a—c), 14 weitere Unterkieferstücke mit dem m_1, 20 ohne m_1 oder überhaupt ohne Zähne; 16 einzelne m_1, 19 m_2, 11 p^4, 31 m^1.

Maße in mm: m_1-Länge 8,7—11,3; p^4-Länge 8,2—9,4; Länge × Breite des m^1 4,6×7,0 bis 6,5×9,3.

Die Zähne des Schernfelder Marders besitzen die Merkmale der Art *foina* Brisson, und zwar am p^4 stark eingebuchteten Vorderrand, am m^1 eine Einbuchtung des Außenrandes und eine nur mäßige linguale Verbreiterung. Die Außenlänge des m^1 dürfte bei der Schernfelder Form etwas größer sein als bei *foina*.

Wie Heller an dem Typus-Schädel der altquartären *Martes intermedia* gezeigt hat, vereinigt diese Art Zahnmerkmale von *foina* mit Knochenmerkmalen von *martes*. Die Schernfelder Zähne schließen sich zwar an *foina* an; ob aber in deren Variationsbereich die wenn auch geringfügigen Abwandlungen fallen, könnte nur an größeren Materialien geprüft werden, so daß unsere Form besser zu *intermedia* gestellt wird. *Martes wenzensis* Stach (1959, S. 110—115, Taf. 2, Fig. 1—4) und *Martes palaeosinensis* (Zdansky 1924) sind etwas größer.

Mustela praenivalis Kormos

Taf. 3, Fig. 3.

1934. *Mustela praenivalis* n. sp. — Kormos, Neue und wenig bekannte Musteliden aus dem ungarischen Oberpliozän, S. 154—157, Taf. 2 Fig. 12.

Fundgut: rechter m_1 (1951 XXVI 26, Taf. 3, Fig. 3), 4 weitere einzelne m_1 mit Zahnlängen von 3,55 bis 4,00 mm.

Diese zierlichen, metaconidlosen Zähne überschreiten in ihrer m_1-Länge von durchschnittlich 3,80 mm die von Kormos angegebenen Werte 3,40 bis 4,00, durchschnittlich 3,74, nur unerheblich und können der gleichen, die rezente *nivalis* an Größe ein wenig übertreffenden Art zugezählt werden.

Mustela palerminea (Petényi)

Taf. 3, Fig. 4

1934. *Mustela palerminea* (Petenyi) — Kormos, Neue und wenig bekannte Musteliden aus dem ungarischen Oberpliozän, S. 150—153, Taf. 2 Fig. 9—10.

Fundgut: rechtes Unterkieferstück mit m_1 (1951 XXVI 27, Taf. 3, Fig. 4), 1 weiteres solches mit m_1 (1951 XXVI 28); 5 einzelne m_1 (1951 XXVI 29), 4 p^4 (1951 XXVI 30). m_1-Länge 4,25 bis ca. 4,80.

Ein größerer Mustelide, nahe dem Hermelin, ist gleichfalls nur durch spärliche Zähne belegt; zwei m_1-Werte fallen mit 4,25 und 4,29 bereits unterhalb des Bereichs von *palerminea* nach Kormos von 4,40 bis 5,60 und könnten zu der vorigen, kleineren Art vermitteln.

d) Felidae — Katzen-Verwandte

Felis silvestris Schreber

Taf. 4, Fig. 5a—5c

1914. *Felis catus* L. — W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa, S. 200—202.

1935. *Felis silvestris* Briss. — Helbing, Zur Feststellung der maximalen Größe von *Felis silvestris*, S. 577—580, Abb. a—c.

Fundgut: rechtes Unterkieferstück mit p_4-m_1 und Alveolen des p_3 (Sammlung München 1951 XXVI 31, Taf. 4, Fig. 5a—c), rechter p^4 (1951 XXVI 113), m^1 (1951 XXVI 114).

Maße in mm: Längen mm: Längen p_4 7,41, m_1 8,26, p_3-Alveole 5,25, p_3-m_1-Alveolen 21,3; Kieferhöhe unter m_1 10,3; p^4 Länge × Breite 10,5×3,8; m^1 1,8×2,8.

Die Hauptspitze des p_4 wird von einem kräftigen Vorderzacken und einem etwas schwächeren Hinterhöcker begleitet; am hinteren Zahnrand setzt sich deutlich ein Cingulum ab. Am m_1 bezeichnet eine ganz geringe basale Anschwellung am hinteren Sockel des Protoconids das Talonid und eine noch schwächere am hinteren Abgang das Metaconid. Der einzelne obere Reißzahn paßt in seiner Stärke zu dem unteren; die vorderen Schmelzknospen sind kräftig. Der p^4 und m^1 passen in ihrer Größe genau zum Unterkiefer.

Ein Strukturunterschied gegenüber der heutigen Wildkatze ist nicht bemerkbar; seit Helbing Kiefer mit m_1-Längen bis zu 10,2 mm zu *Felis silvestris* gehörig erkannt hat, dürfte die Mehrzahl der beschriebenen pleistocänen Kleinkatzen-Funde in diese bis heute dauernde Art gehören.

Acinonyx pardinensis (Croizet & Jobert)

1954. *Acinonyx pardinensis* Cr. et Job. — Viret, Le Loess à bancs durcis de Saint-Vallier, S. 59 bis 67, Taf. 12; mit Synonymen und Diskussion.

Fundstück: hintere Hälfte eines wenig angekauten m_1, Sammlung München 1951 XXVI 32.

Maße in mm: Höhe des Protoconids, gemessen an der hinteren Kante 10,0, Länge der Protoconid-Schneide 11,7; Breite über 8,5.

Das leider nur dürftige Fragment zeigt eine weit nach rückwärts gezogene Protoconidspitze; eine winzige basale Anschwellung an ihrer steilen hinteren Kante erinnert an das Talonid und ebenso eine kleine Schmelzknospe in halber Höhe der Hinterkante an das Metaconid.

Die Größe, den Winkel zwischen Protoconid-Hinterkante und -Schneide, die starke Anschwellung des Umrisses gegen die Zahnmitte, auch das Auftreten eines winzigen Metaconids, hat unser Stück mit den so prächtigen und instruktiven Funden von Saint-Vallier gemeinsam.

Megantereon megantereon Croizet & Jobert

Taf. 3, Fig. 2.

1828. *felis megantereon* genre nouveau *megantereon* — Croizet & Jobert, Recherches sur les les ossemens fossiles du department du Puy-de-Dôme, S. 201.

1954. *Megantereon megantereon* Cr. et Job. — Viret, Le Loess à bancs durcis de Saint-Vallier, S. 74—76, Taf. 13 Fig. 1—2, Taf. 14.

Fundgut: Stümpfe des rechten und linken oberen Eckzahns, anscheinend vom gleichen Individuum stammend; Spitze eines oberen Eckzahns, Fragment eines weiteren; einige Knochenreste.

Maße in mm: Querschnitt an der Kronenbasis des oberen Canins 23,2×12,0, 30 mm unterhalb davon 21,0×9,0; vermutliche Länge 125.

Die erhaltenen Fragmente gehören zu Eckzähnen ohne eine Spur von Zähnelung; die Wurzel trägt eine ganz flache Rinne.

Das Fehlen einer Zähnelung, die schlanke Gestalt und die Größe stimmen ganz zu dem in Süd- und Westeuropa verbreiteten altpleistocänen *Megantereon* und nicht zu einer *Machairodus*-Art mit gezähneltem Canin. Zu den bisherigen Vorkommen in Frankreich (Perrier, Senèze, Roussillon, Chagny, Saint-Vallier u. a.), Spanien (Villaroya) und Italien (Arno-Tal, Olivola) tritt Schernfeld als östlichstes europäisches; erst wieder in China enthält das Altpleistocän einen *Megantereon, nihowanensis* (Teilhard de Chardin & Piveteau 1930), der sich nach Schaub (1934, S. 404) von der Typus-Art nur wenig unterscheidet.

e) Hyaenidae — Hyänen-Verwandte

Hyaena perrieri Croizet & Jobert

Taf. 5, Fig. 1a—1k

1936. *Hyaena perrieri* Croiz. et Job. — Heller, Eine oberpliozäne Wirbeltierfauna aus Rheinhessen, S. 123—124, Taf. 9 Fig. 7.

1954. *Crocuta perrieri* Croizet et Jobert — Viret, Le Loess à bancs durcis de Saint-Vallier, S. 46—52, Taf. 5—7, 8 Fig. 1—2.

Fundgut: zusammengehörige frische Einzelzähne einer linken oberen Zahnreihe: i^3, c, p^2, p^3-Hälfte (1951 XXVI 34); hintere Hälfte eines linken p_4, anscheinend vom gleichen Individuum (1951 XXVI 35, Taf. 5, Fig. 1a—k).

Maße in mm: Länge × Breite × größte Höhe: i^3 13,6×10,2×18,5; c sup. 16,3×11,8×32,0; p^2 21,3×13,2×16,5; p^3 —×15,5×19,5.

An den frischen Zähnen ist folgendes bemerkenswert: der i^3 ist verhältnismäßig kräftig; der c im Vergleich dazu etwas schwach; der p^2 besitzt einen mehr längsgestreckten Umriß, sein hinterer Zacken ist selbständig und kräftig; das p^3-Fragment zeigt gleichfalls einen starken hinteren Zacken, vom erhobenen Cingulum umsäumt.

Viret hat an den reichen Schädel- und Kieferfunden von Saint-Vallier zeigen können, daß sich die Arten *perrieri* und *arvernensis* nicht trennen lassen. Beim Vergleich mit den Abbildungen und Beschreibungen Viret's passen die uns vorliegenden Zähne in den Kreis von *perrieri*; einige Abweichungen im einzelnen, wie die anscheinend besonders kräftige Ausbildung der hinteren Zacken an den oberen Prämolaren und die Streckung des p^2-Umrisses, berechtigen kaum zu einer besonderen systematischen Stellung.

5. Rodentia — Nagetiere (ohne Microtinae)

Außer rund 12000 einzelnen Molaren der Wühlmäuse Microtinae liegen etwa 850 einzelne Molaren und Prämolaren von Eichhörnchen, etwa 700 Molaren von Schlafmäusen und etwa 4000 von Waldmäusen vor, leider nur eine verschwindend geringe Zahl von bezahnten Kieferstückchen, mit zwei Zähnchen drei, mit mehr als zwei Zähnchen nur eines. Die Einzelzähnchen lassen in allen

Gruppen ein nicht unbeträchtliches Formenspiel erkennen und werden unter diesem Gesichtspunkt spezielle variationsstatistische Untersuchung lohnen; allerdings sollten einer solchen eine hinreichend große Zahl von vollständigen Zahnreihen zum Vergleiche dienen, damit auch die Variation des Einzelzahnes im Verhältnis zu seiner ganzen Zahnreihe beurteilt werden kann.

Im folgenden soll wenigstens ein Überblick über die in der Schernfelder Spalte auftretenden Nager gegeben werden. Glücklicherweise ist die interessanteste Form, ein neues Flughörnchen, als einziger Nager an der Fundstelle in einem vollständig bezahnten Unterkiefer erhalten.

a) Sciuridae — Eichhörnchen, Flughörnchen

Charakteristische Einzelzähne von Eichhörnchen liegen in großer Menge vor; sie lassen sich unschwer in drei Größenklassen aufteilen; rund 750 treffen auf eine kleine Form, etwa 100 auf eine mittlere und einige wenige auf eine große Form. Innerhalb dieser Größenklassen kann man eine gewisse Variabilität der Umriß-, Höcker- und Leistengestaltung wahrnehmen, besonders an den kleinen. Da an dem vorliegenden Material ungewiß bleiben muß, wie stark die Unterschiede im einzelnen bewertet werden sollen, als solche von Varianten, von Unterarten und Arten oder sogar Gattungen, was keineswegs ausgeschlossen wäre, muß von einer spezifischen Definierung zweifellos neuer Formen abgesehen werden. Jedenfalls bekundet das Material einen viel größeren Formenreichtum nebeneinander, als wir es heute in unseren Breiten kennen.

Sciuridae, spec. A

Taf. 6, Fig. 1—2

Fundgut: etwa 750 einzelne Prämolaren, Molaren und Milchzähne.

Abgebildet: li p_4 (1951 XXVI 98) 1,75×1,70 (Taf. 6, Fig. 2),
li m^3 (1951 XXVI 99) 2,0×2,35 (Taf. 6, Fig. 1).

Die Hauptmenge der Einzelzähne gehört einer, vielleicht auch zwei kleinen Arten von Sciuridae an, deren Zahnmaße um 10 bis 25% hinter denen des *Sciurus vulgaris* L. zurückbleiben.

An den oberen Molaren sind einige Unterschiede gegen *Sciurus* sensu stricto bemerkbar. An den m^1 und m^2 verschmälert sich der Umriß lingualwärts nur wenig oder gar nicht, da sich hinter dem starken Protocon ein selbständiger, wenn auch schwacher hinterer Innenhügel anschließt; die vier Außenhöcker, Parastyl, Paracon, Mesostyl und Metacon, sind verhältnismäßig stark. Der m^3 lädt nach hinten nur wenig aus; das Verhältnis seiner Länge zur Breite beträgt daher nicht über 0,88, an einem Zahn nur 0,84. An den unteren Zähnen,besonders am p_4, sind die Haupt- und Nebenhöcker sehr kräftig modelliert.

Sciuridae, spec. B

Taf. 6, Fig. 7—9

Fundgut: etwa 100 einzelne Prämolaren und Molaren.

Abgebildet: rechter m^1 oder m^2 (1951 XXVI 100) 2,7×3,1 (Fig. 7), rechter m^1 oder m^2 (1951 XXVI 96) 2,8×3,3 (Fig. 8), linker m^3 (1951 XXVI 97) 2,95×2,95 (Fig. 9).

Die Zähne weisen auf einen *Sciurus*, der die Größe des rezenten *vulgaris* etwas übersteigt; an den oberen Molaren ist, anscheinend stärker als bei der rezenten Art, ein hinterer Innenhügel deutlich.

Sciuridae, spec. C

Taf. 6, Fig. 3—6.

Fundgut: linker m_1 oder m_2 (1951 XXVI 95, Fig. 5), linker m_3 (1951 XXVI 94, Fig. 6), linker m^1 oder m^2 (1951 XXVI 92, Fig. 3), rechter m^3 (1951 XXVI 93, Fig. 4).

Maße in mm: m_1 oder m_2 3,9×3,9, m_3 4,1×3,8; m^1 oder m^2 3,45×4,35; m^3 4,0×3,9.

Bei dieser größten Art bilden die vier Haupthügel der unteren Zähne stumpfe, randständige Kegel; den Vorderrand bestimmt ein kräftiger Labialarm des Metaconids, der aber das Paraconid nicht mehr erkennen läßt; es ist vollständig in diesen Vorderarm „eingeschmolzen". Zwischen den beiden Haupthügeln befindet sich je am labialen und lingualen Zahnrand eine deutliche Schmelzwarze, Mesoconid bzw. Mesostylid. Die Schmelzoberfläche der frischen Zähne trägt ein feinrunzeliges Relief.

Der obere m^1 oder m^2 ist angekaut, seine beiden Hauptgrate konvergieren, der labiale Zahnrand wird durch sehr kräftigen Paracon und Metacon und relativ schwächeres Parastyl und Metastyl bezeichnet. Am m^3-Keim erscheint der Protocon besonders wulstig, der Paracon dreikantig, die Verbindung beider ziemlich niedrig; eine wenig auffallende Schmelzknospe am labialen Rand darf man wohl als Mesostylknötchen auffassen; das hintere Außeneck trägt einen kleinen Höcker.

Kombiniert man die einzelnen Zahnlängen, so ergibt sich eine p_4-m_3-Länge von 13,5 bis 15 mm, also bedeutend größer als beim *Sciurus vulgaris* (9—10 mm) und viel mehr im Bereich der großen ostasiatischen Eichhörnchen der Untergattung *Ratufa* (über 11,5 mm). Doch reicht auch mein Vergleichsmaterial nicht zu einer näheren Zuordnung aus.

Petauria nov. gen.

Aus der Schernfelder Spaltenfüllung liegen einige untere Gebißreste vor, welche nach der Sciuridengestalt der Zähne und nach dem komplizierten Relief wenigstens der vorderen Hälfte der Molaren von Flughörnchen stammen, und zwar nach ihrer stattlichen Größe zu urteilen, von einer großen Form; aus der oberen Zahnreihe ist nur ein einzelner Backenzahn überliefert. Die Zähne kommen der heute in Ost- und Südostasien verbreiteten Gattung *Petaurista* Link 1795 nahe. Sie unterscheiden sich von ihr aber in auffallender Weise durch den völligen

Mangel eines Mesoconids, d. i. eines Höckers in der Mitte der labialen Hälfte zwischen Protoconid und Hypoconid. Der Besitz eines durch seine W-Gestalt ausgezeichneten Mesoconids bei *Petaurista* wird durch ALLEN (1940, S. 730) hervorgehoben: „Laterally there is a deep W-shaped indentation in the middle of each of the large teeth"; auch an den mir vorliegenden rezenten Vergleichsmaterialien springt ein kräftig ausgebildetes, fast spornartig labialwärts gedehntes Mesoconid sofort in die Augen, ebenso an der von STEHLIN & SCHAUB (1951, S. 202, Abb. 302) abgebildeten *Petaurista*-Zahnreihe. Von den anderen großen Flughörnchen besitzt *Aëretes* ALLEN 1938 gleichfalls das Mesoconid, wie ich mangels Vergleichsmaterials nur YOUNG's (1934, S. 45—46) Beschreibung und Vergleich seines *Pteromys brachyodus* mit *Aëretes melanopterus* (MILNE-EDWARDS) entnehmen kann. *Trogopterus* HEUDE 1898 steht infolge seiner hypertrophierten Prämolaren (ALLEN 1940, S. 748—749) sehr abseits. Das Schernfelder Flughörnchen repräsentiert also eine bisher nicht bekannte Gattung: *Petauria* nov. gen. (Name im Anklang an *Petaurista*).

Diagnose: Petauristinae, in Kiefer- und Zahnbau ähnlich *Petaurista* LINK 1795, aber an den unteren Molaren ohne Mesoconid; hintere Zahnhälfte bei den unteren Molaren einfach gebaut; aufsteigender Ast beginnt bereits unter dem zweiten Molaren.

Genotypus: *Petauria helleri* nov. gen. nov. spec.

Petauria helleri nov. gen. nov. spec.

Taf. 5, Fig. 2a—c, 3a—c, Abb. 2

1. Diagnose (der bisher einzigen Art): siehe Diagnose der Gattung; Länge p_4-m_3 16,2 mm. Derivatio nominis: zu Ehren von Herrn Prof. Dr. FLORIAN HELLER in Erlangen.

2. Holotypus: rechtes Unterkieferstück mit angekauten p_4-m_3, Sammlung München 1951 XXVI 36, Taf. 5, Fig. 2a—c, 3a—c; Abb. 2.

Maße in mm; die Zahnlängen sind jeweils in der Längsachse der ganzen Zahnreihe gemessen, nicht schräg; Länge × Breite: p_4 3,55 × 3,25, m_1 3,60 × 3,75, m_2 4,15 × 4,10, m_3 4,90 × 4,10; m_{1-3} 12,65; p_4-m_3 16,20. Querschnitt des unteren Schneidezahns 2,75 × 5,50, Radius seiner äußeren Krümmung ca. 18 mm. Länge des Diastema 8. Kieferhöhe im Diastema 7,8, unter dem p_4 12,5, unter dem m_3 11,3.

Von den Molaren ist der zweite am besten erhalten; die hintere Hälfte ist einfach gebaut; der Hypoconid-Hinterarm führt in ununterbrochenem Bogen entlang dem Zahnhinterrand zum Entoconid. Von der Stelle in der Mitte der labialen Seite, wo ein Mesoconid zu suchen wäre, geht eine Verbindung „als einfaches Querjoch ohne Fältelungen und störende Nebengräte" zum Entoconid, wie sie SCHAUB (STEHLIN & SCHAUB 1951, S. 202, Fußnote 1) von der rezenten *Petaurista philippensis* ELLIOT beschreibt. Ein Mesoconid, wie es sonst bei Sciuriden regelmäßig und deutlich zwischen Protoconid und Hypoconid auftritt, sucht

man an dem Schernfelder Zahn vergeblich. Daher dehnt sich eine tiefe Labialbucht weit gerundet und einheitlich zwischen den beiden Außenhügeln; sie ist nicht wie bei *Petaurista* durch einen Mesoconidsporn zweigeteilt. Die vordere Hälfte ist reicher ausgestattet, ähnlich der von *Petaurista petaurista* (Stehlin & Schaub 1951, S. 202, Abb. 302); ein erhobenes Metaconid und ein vom Protoconid gut abgesetztes, ihm aber nahe gelegenes Paraconid stehen entlang dem Vorderrand des Zahnes miteinander in direkter Verbindung; der Protoconid-Vorderarm schwingt in einem kleinen Bogen zum Paraconid; der Protoconid-Hinterarm verbindet sich mit dem Hypoconid-Vorderarm zu einem infolge Fehlens des Mesoconids glatten Längsgrat. Das Feld zwischen diesem Grat und den drei Hügeln Ento-, Meta- und Protoconid wird durch eine vom Protoconid-Vorderarm ausgehende, auf das Entoconid zielende Leiste und mehrere Sekundärgrätchen quer dazu grubig aufgeteilt. In der Mitte des lingualen Zahnrandes markiert sich ein dem Metaconid stark genähertes Mesostylid.

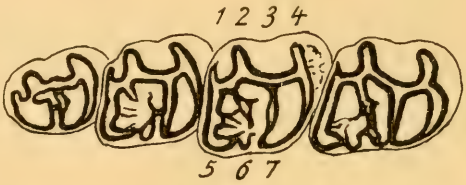


Abb. 2: *Petauria helleri* nov. gen. nov. spec., Holotypus, Zahnreihe p_4-m_3 des rechten Unterkiefers (1951 XXVI 36); Skizze der angekauten Zahnkronen; x 3,7. Altpleistocäne Spaltenfüllung von Schernfeld bei Eichstätt.

1 = Paraconid, 2 = Protoconid, 3 = Stelle, an der das Mesoconid zu erwarten wäre, 4 = Hypoconid, 5 = Metaconid, 6 = Mesostylid, 7 = Entoconid

Diese Beschreibung des zweiten Molaren trifft im ganzen auch auf den ersten und dritten zu; der erste hat im Vorderfeld durch Abkauung Einzelheiten verloren; der dritte war im Vorderfeld weniger reich gegliedert.

Der Prämolar zeigt ein ausgekautes Vorderfeld; er ist etwas kleiner als die Molaren, besitzt aber ähnlichen Bau; doch unterscheidet er sich von den Molaren durch die Andeutung eines Mesoconids im Längsgrat und durch den Mangel einer Verbindung vom Längsgrat zum Entoconid.

Der Schneidezahn trägt ein schwach gewölbtes Schmelzband; es geht ohne Kante in die labiale Seitenfläche und mit stumpfer Kante in die mediale Fläche über. Seine Oberfläche besteht aus ganz feinen, kurz anastomisierenden Linien. Nach hinten reicht der Zahn bis labial hinter den letzten Molaren.

Der Unterkieferknochen ist derb gebaut; ein Foramen mentale liegt unter der Mitte des Diastema. Die Höhe des Kiefers nimmt vom Diastema rasch bis unter den ersten Molaren zu und von da nach hinten wieder ab. Der aufsteigende Ast setzt bereits unter dem ersten Molaren an und würde, falls erhalten, den hinteren Teil der Zahnreihe von der Mitte des zweiten Molaren an

verdecken; bei den vorliegenden rezenten *Petaurista*-Unterkiefern setzt der Ast erst so weit hinten an, daß noch der Vorderrand des letzten Molaren sichtbar bleibt. Die Masseterleiste erscheint nur schwach hervorgehoben, schwächer als bei *Petaurista*.

3. Weitere Belege der unteren Zahnreihe: Bruchstück eines linken Unterkiefers mit angekautem m_3 (Sammlung München 1951 XXVI 37); einzelner angekauter rechter m_1 (Sammlung München 1951 XXVI 38).

Maße in mm, wie oben: Länge × Breite des m_1 4,10 × 4,50; des m_3 5,20 × 4,60; Kieferhöhe unter m_3 11,8.

Die Zähne sind etwas größer als diejenigen des Typuskiefers, weichen aber von diesen in den noch erkennbaren Kronendetails nicht ab.

4. Beleg der oberen Zahnreihe: einzelner angekauter linker m^1 oder m^2 (Sammlung München 1951 XXVI 39, Taf. 5, Fig. 3a—b).

Maße in mm: Länge × Breite 4,16 × 5,20.

Bei gerundet rechteckigem Umriß entwickelt sich am Labialrand hinter dem Protocon ein hinterer Innenhügel. Die Trigonumkanten verlaufen fast parallel und verbinden sich je mit dem benachbarten Cingulum labial von der Mitte. Den Lingualrand bilden kräftige Parastyl-, Paracon- und Metaconhügel; zwischen den beiden letzteren deutet eine kleine Schmelzwarze auf ein Mesostyl hin.

5. Geschichte der Flughörnchen und Beziehungen der Schernfelder Form. Die Geschichte der Flughörnchen kann bisher nur unvollkommen überblickt werden. Aus dem älteren Tertiär ist nichts Zugehöriges bekannt, ebenso noch nicht aus den immerhin an Kleinsäugern reichen Faunen des älteren Miocäns, des Aquitaniums von St. Gérand-le-Puy und des älteren Burdigaliums von Wintershof-West bei Eichstätt. Erst vom späten Burdigalium an beginnt die Überlieferung.

Die heute am weitesten verbreiteten kleinen Angehörigen der Gattung *Sciuropterus* Cuvier 1825 sind aus dem Tertiär bisher nur einmal bezeugt, in *Sciuropterus gaudryi* Gaillard (1899, S. 66—67) aus der obermiocänen Spaltenfüllung von La Grive-Saint-Alban südlich Lyon; diese Art ist kaum größer geworden als der rezente *Sciuropterus sagitta* Lin. von Java; auch sonst schließt sie sich bereits nahe an die rezenten kleinen Arten an. Bei solchen kleinen Formen wird man den Ursprung der Flughörnchen, d. h. ihre Abzweigung vom Hauptstamm der Sciuridae, zu suchen haben.

Reicher überliefert sind große und mittelgroße Flughörnchen, wobei sie sich im Tertiär auf Europa beschränken. Sie übertreffen die rezenten *Sciuropterus* meist bedeutend an Größe, stehen ihnen aber in den Proportionen und im Schmelzrelief der Backenzähne, soweit es die lückenhaften Fundstücke zu beurteilen erlauben, offensichtlich ganz nahe und werden m.E. mit gutem Grund zur Gattung *Sciuropterus* gestellt. Für diese Funde sind mehrere Arten errichtet worden; von ihnen dürfte *Sciuropterus gibberosus* (Hofmann 1893) zu *Sc. albanensis*

Major 1893 gehören; vielleicht fällt auch *Sc. jourdani* Gaillard 1899 in die Variationsbreite von *albanensis*. Da aber von keiner Stelle bisher eine größere Serie von Fundstücken vorliegt, meist nur je ein Einzelstück, so kann die Variabilität nicht sicher beurteilt werden. Die bisher bekannten 15 Vorkommen lassen sich innerhalb des Jungtertiärs auf drei Altersgruppen verteilen, a) ältere mit 1 Vorkommen, b) mittlere mit 12 und c) jüngere mit 2:

a) hohes Burdigalium oder tiefes Vindobonium (nach Mein 1958)

Südost-Frankreich:

Vieux-Collonges am Mont Ceindre nördlich Lyon: *Sciuropterus lappi* Mein (1958, S. 68—70).

b) Tortonium (oberes Vindobonium) bis tiefes Sarmatium

Nordost-Spanien:

Vallés-Penedés, Hostalets de Pierola: ? *albanensis* (de Villalta Comella 1950, S. 53—59).

Süd-Frankreich:

Sansan: ?*sansaniensis* Lartet (Gaillard 1899, S. 67).

Südost-Frankreich:

La Grive-Saint-Alban: *albanensis* Major (1893, S. 191—192), *jourdani* Gaillard (1899, S. 64—68).

Schweiz:

Anwil, Kanton Baselland: *gibberosus* Hofmann (Stehlin 1919, S. 150).

Süddeutschland, älterer Teil der Oberen Süßwassermolasse:

Biberach: *gibberosus* Hofmann (Schlosser 1904, S. 487).

Reisensburg bei Günzburg: *gibberosus* Hofmann (Schlosser 1902, S. 135).

Häder bei Dinkelscherben: ?*albanensis* Major (Stromer 1928, S. 17).

Stätzling bei Augsburg: ?*gibberosus* Hofmann (Roger 1898, S. 390—391; Humerus).

Langenmoosen südlich Neuburg an der Donau: *albanensis* Major (Dehm 1952b, S. 87).

Oberschlesien:

Oppeln: *gibberosus* Hofmann (Wegner 1913, S. 233—234).

Steiermark:

Göriach: *gibberosus* Hofmann (1893, S. 42).

Ungarn:

Jablanica: *gibberosus* Hofmann (Kormos 1913, S. 151—153).

c) Sarmatium

Nordost-Spanien:

Vallés-Penedés, Sant Quirze des Galliners: *albanensis quiricensis* de Villalta Comella (1950, S.53—59).

Süddeutschland, jüngerer Teil der Oberen Süßwassermolasse:

Aumeister bei München: *albanensis* Hofmann (Stromer 1928, S. 17—18).

Diese fünfzehn Vorkommen verteilen sich also auf einen fast zusammenhängenden Streifen von Südwesteuropa bis in das östliche Mitteleuropa. Sie

dokumentieren einen zwar nicht tropisch üppigsten, aber doch reichen Waldwuchs, wie er den großen Flughörnchen heute willkommen ist und in dem bereits nicht mehr tropischen, eher subtropischen Klima Mitteleuropas im späteren Miocän hatte gedeihen können.

Unsere Schernfelder Form kann mit ihrem ausgeprägten Schmelzleistenrelief nicht in engere Beziehung zu diesen großen obermiocänen *Sciuropterus* mit ihrem grubigen Relief gebracht werden.

Während des Pliocäns verzeichnet man einen bemerkenswerten Rückgang. Nur in wenigen Vorkommen, zuerst im Oberpliocän von Roussillon in Frankreich, und da nur in drei einzelnen Molaren, zwei unteren und einem oberen, ist ein Flughörnchen nachgewiesen worden. *Sciuropterus pliocaenicus* Depéret (1897, S. 179, Taf. 18, Fig. 34—35) dürfte bei der zutreffenden Gattung eingereiht worden sein, wenn man der Art den zweiten unteren Molaren (Taf. 18 Fig. 35) als Lektotypus zugrunde legt. Dieser Zahn hat Depéret (S. 179) vor allem zur Aufstellung einer neuen Art bewogen: „Après un nouvel examen de cette dent qui est une dernière ou quatrième molaire inférieure et surtout d'une autre molaire découverte plus tard en Roussillon, qui est une deuxième molaire inférieure du même animal, . . ". Dieser zweite Molar scheint nach den Abbildungen keinen wesentlichen Unterschied gegenüber den miocänen bzw. rezenten Arten der Gattung aufzuweisen. Den von Depéret vorher erwähnten dritten Molaren (1890, S. 49, Taf. 4 Fig. 39—39a; 1892, S. 121; 1897, S. 179, Taf. 18 Fig. 34) sollte man bis zu einer eingehenden Beschreibung seiner offenbar abweichenden Weise der Schmelzverbindungen zwischen den Haupthügeln aus dem Spiele lassen. Sollte er sich als eine selbständige Form neben der Art *pliocaenicus* erweisen, dann könnte für ihn der Artname *depéreti* Trouessart (1898, S. 400) verwendet werden, der sich auf diesen Zahn stützt. Trouessart war offensichtlich die Aufstellung der neuen Art durch Depéret 1897 entgangen; denn auch im Supplementum (1904—1905) zu seinem Catalogus Mammalium führt er sie nicht auf. Zu unserer Schernfelder Form haben beide Zähne keine nähere Beziehung. Aus dem Oberpliocän von Wölfersheim-Wetterau erwähnt Tobien (1952, S. 191) eine „*Petauristaartige* Form"; ebenso Fejfar (1961, S. 263) *Petaurista* sp. aus den plio-pleistocänen Spaltenfüllungen von Ivanovce bei Trencín in Westslawonien.

Innerhalb des heutigen Verbreitungsgebietes der großen Flughörnchen sind pleistocäne Formen bisher nur aus China beschrieben worden. *Petaurista brachyodus* (Young 1934, S. 44—46, Abb. 12, Taf. 4, Fig. 6) aus der mittelpleistocänen Spaltenfüllung der Lokalität 1 von Choukoutien bei Peking ist auf ein rechtes Unterkieferfragment mit p_4 und m_3 gegründet; Kahlke (1962, S. 92) parallelisiert die *Bubalus-Megaloceras*-Assoziation von Choukoutien 1 mit dem Mindel-Riß-Interglazial der voralpinen Stratigraphie. Der m_3 stimmt mit dem Schernfelder m_3 darin überein, daß von der Stelle, wo das Mesoconid seinen Platz hätte bzw. hat, ein kräftiger Quergrat lingualwärts zieht; im Bau des p_4 stimmen die Gestalt der Außenhügel und die geringe Stärke des Mesoconids

gut überein. Doch verbieten folgende Merkmale der chinesischen Form eine Hereinnahme der Schernfelder in die gleiche Gattung und Art: am m_3 deutliches Mesoconid entwickelt, Relief der hinteren Hälfte des m_3 nicht ärmer als das der vorderen Hälfte, Umriß des m_3 nach hinten stark verschmälert, kräftiges Mesostylid und deutliche Längsmittelfurche am p_4; ferner bleibt die chinesische Form mit p_4-m_3 = 13,0 mm gegenüber 16,2 der Schernfelder merklich kleiner und besitzt mit $p_4 : m_3 = 4{,}0 : 4{,}2 = 0{,}95$ einen verhältnismäßig großen p_4 gegenüber $p_4 : m_3 = 3{,}55 : 4{,}90 = 0{,}74$ bei Schernfeld. Einige weitere, noch nicht genauer beschriebene, daher hier nicht vergleichbare Funde in China zeigen an, daß von dort weitere Kenntnis zu erwarten ist: „*Pteromys* cf. *xanthipus* M.-E. (upper and lower jaws)" aus einer pleistocänen Spaltenfüllung bei Yenchingkou nahe Wanhsien in Szechuan (Young 1935, S. 247—248); „several skulls of *Pteromys* cf. *melanopteris*" aus jüngeren Ablagerungen von Choukoutien Upper Cave (Young 1934, S. 46).

Die Schernfelder Form zeigt also eine eigene Linie von großen Flughörnchen an, die sich im frühen Pleistocän in Europa herausgebildet hat.

b) Muscardinidae — Schlafmäuse

Von den Schlafmäusen liegt aus der Schernfelder Spaltenfüllung außer etwa 750 einzelnen, durch Ausschlämmen gewonnenen Zähnen nur ein Oberkieferstück mit m^{1-2} vor. Nach den Zahngrößen und nach den Merkmalen der Schmelzgrate lassen sich je eine Art der Gattungen *Amphidyromys* Heller, *Glis* Brisson und *Muscardinus* Kaup erkennen.

Bei der Beschreibung der Schlafmaus-Backenzähne werden für eine rasche Übersicht die charakteristischen Schmelzgrate von vorne nach hinten mit

1 = Vordercingulum,
2 = Vorderkante des Trigonums bzw. des Trigonids,
3 = Mesoloph bzw. Mesolophid,
4 = Hinterkante des Trigonums bzw. des Trigonids und
5 = Schlußcingulum

bezeichnet. Die Zwischengrate werden je nach Länge mit senkrechten Strichen oder mit Punkten angegeben; das Schmelzgratmuster eines *Glis*-Molaren lautet also z. B. 1 | 2 3 4 | 5 (vgl. Dehm 1950 a, S. 375).

Amphidyromys pusillus Heller

Taf. 6, Fig. 10—13; Abb. 3—6.

1936. *Amphidyromys pusillus* n. sp. — Heller, Eine oberpliozäne Wirbeltierfauna aus Rheinhessen, S. 125—126, Taf. 10, Fig. 1.

Fundgut: frischer rechter m_3 (1951 XXVI 40, Taf. 6 Fig. 13, Abb. 6), 2 linke (1951 XXVI 41, Abb. 5; 1951 XXVI 42, Taf. 6 Fig. 12) und 2 rechte (1951 XXVI 115, Taf. 6 Fig. 11, Abb. 4; 1951 XXVI 116, Taf. 6 Fig. 10, Abb. 3) m^1 oder m^2, 1 linker m^3 (1951 XXVI 43).

Maße (Länge×Breite) in mm: m_3 0,95×0,88 (40); m^1 oder m^2 0,95×0,93 (41), 1,00×0,96 (42), 0,92×0,88 (115), 0,98×0,94 (116): m^3 0,80×0,90 (43).

Einige wenige Zähnchen aus dem feinkörnigen Schlämmrückstand geben von der sehr kleinen Schlafmaus Kunde, die Heller in einem einzelnen Backenzahn aus der altpleistocänen Spaltenfüllung von Gundersheim in Hessen beschrieben und als neue Form erkannt hatte. Leider liegt — eine Menge Schlämmrückstand ist noch nicht ausgelesen — noch kein unterer erster oder zweiter Molar vor, an welchem der Vergleich mit dem Typus-Zahn von Gundersheim in Rheinhessen direkt geführt werden könnte; doch ist die Ähnlichkeit der übrigen Zähne so groß, daß ein merklicher Unterschied im m_1 oder m_2 gegenüber dem Typus-Zahn kaum zu erwarten ist. Somit können der vorliegende m_3 und die oberen Zähne die Kenntnis dieser merkwürdigen Zwerg-Schlafmaus etwas erweitern.

Der m_3 ist fast genau so groß wie der Typus-Zahn und zeigt übereinstimmende Zahl und Stärke der Schmelzgrate, auch der Nebengrätchen; seine Schmelzgratformel lautet 1 | 2 | 3 | 4 | 5.

Abb. 3—6: *Amphidyromys pusillus* Heller, Skizzen des Verlaufes der Schmelzgrate an einzelnen Molaren. Altpleistocäne Spaltenfüllung von Schernfeld bei Eichstätt.
3: rechter m^1 oder m^2 (1951 XXVI 116), x 20.
4: rechter m^1 oder m^2 (1951 XXVI 115), x 20.
5: linker m^1 oder m^2 (1951 XXVI 41), x 20.
6: rechter m_3 (1951 XXVI 40), x 20.

Die oberen Molaren besitzen gleichfalls ein reiches Schmelzrelief aus mehr oder weniger parallelen Haupt- und Zwischengrätchen mit einer Schmelzgrat-Formel von 1 | 2 | 3 | 4 | 5; als individuelle Abweichung zeigt ein Zahn (1951 XXVI 115) das vordere Zwischengrätchen nur winzig und am Grat 3 einen kleinen Sporn nach vorne. Der linguale Schmelzrand ist wandartig stark erhoben und verbreitert, stärker als bei den unteren Molaren; mit ihm verschmelzen die fünf Hauptgrate. Diese linguale Wand ist nicht glatt, sondern von einer Reihe von Höckerchen und Grübchen gleich einem etwas aufgelösten Cingulum besetzt. Am Labialrand entwickelt sich ein durchgehender Schmelzrand nicht, sondern es vereinigen sich hier einerseits die Grate 1 und 2, andererseits die Grate 3, 4 und 5; dazwischen liegt die Außenbucht, die durch eine kleine Schmelzknospe markiert sein kann. Der m^3 ist etwas angekaut und auf seiner Oberfläche leider teilweise von einer schwarzen Kruste bedeckt, deren Entfernung das Objekt gefährden würde; die durch die Kruste hindurchschimmernden Schmelzleisten

haben die volle Zahl 1 | 2 | 3 | 4 | 5 wie die vorderen Molaren. Charakteristisch ist auch hier die breite, dachartige Abschrägung des Lingualrandes. Der Umriß verschmälert sich nach hinten gleichmäßig.

Die näheren verwandtschaftlichen Beziehungen von *Amphidyromys* sind noch unklar; Heller spricht von einem aberranten Seitenzweig von *Dryomys*. Der rezente *Glirulus elegans* (Temminck) in Japan (Reuvens 1910, Taf. 3, Fig. 13a, 13b, S. 66—68) besitzt eine ähnliche Innenwand; doch hat er vor dem vordersten Quergrat der unteren Molaren ein feines Cingulum (Schaub & Zapfe 1953, S. 208), welches unserem Zahn abgeht; so mag die Ähnlichkeit nur auf Konvergenz beruhen. *Amphidyromys* repräsentiert also einen Sonderzweig zwergwüchsiger Schlafmäuse.

Glis sackdillingensis (Heller)

1930. *Myoxus glis* var. *sackdillingensis* n. var. — Heller, Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle, S. 281—283, Taf. 16 Fig. 5a, 5b, 6.
1933. *Glis sackdillingensis* n. sp. — Heller, Nachtrag zur Forest-Bed-Fauna, S. 63—64.
1933. *Glis sackdillingensis* Heller — Brunner, Eine präglaziale Fauna, S. 315.
?1937. *Glis* sp. — Heller, Revision einer fossilen Fauna aus der Kitzelberghöhle, S. 246—247.

Fundgut: nur einzelne untere und obere, auch einige Milchzähne, zusammen etwa 700; Sammlung München 1951 XXVI.

Maße in mm: Längen p_4 1,17 bis 1,24, m_1 1,63 bis 1,75; m_2 1,82 bis 1,89, m_3 1,66 bis 1,83; p^4 1,04 bis 1,17, m^1 oder m^2 1,57 bis 1,70, m^3 1,37 bis 1,43; d_4 Länge × Breite 1,10×0,91; d^4 0,91×1,17, 0,97×1,17.

Umriß und Flachheit der Krone, sowie die Anordnung der Schmelzleisten passen zu *Glis glis* (Stehlin 1934, Abb. 6); doch bleiben die Maße um etwa 20% dahinter zurück, zugleich können Einzelheiten des Schmelzbildes abweichen.

Der p_4 besitzt ausgesprochen dreieckigen Umriß, da er sich nach vorne rasch verschmälert; die Schmelzleistenzahl ist mit 1 | 2 3 4 | 5 recht vollständig; Grat 3 ist meist sehr dünn, der vordere Grat kann fehlen, der hintere Zwischengrat ist manchmal nur noch punktförmig angedeutet. Die drei unteren Molaren besitzen ohne Ausnahme die volle Schmelzleistenzahl 1 | 2 3 4 | 5.

Der gerundet rechteckige p^4 weist gleichfalls ein reiches Schmelzleistenmuster mit 1 2 3 4 5, gelegentlich sogar mit 1 2 3 4 · 5 auf; der dritte Grat ist stets ganz schwach ausgebildet; von den Wurzeln dieses Zahnes sind die inneren und die hintere Außenwurzel miteinander verwachsen, die vordere Außenwurzel steht frei. Die drei oberen Molaren zeigen mit der Schmelzleistenformel 1 | 2 3 4 | 5 keine Abweichung gegenüber *Glis glis*; beim m^3 kann das hintere Zwischengrätchen ganz abschwächen. Dieser Zahn ist durchwegs recht kurz; sein Länge-Breite-Verhältnis beträgt 0,81 bis 0,87, ähnlich 0,79 und 0,84 bei *Glis glis* (Stehlin 1934, Abb. 5).

Die vorliegenden Milchzähne stimmen zwar auch im allgemeinen, aber nicht im einzelnen zu denjenigen von *Glis glis* (Stehlin, Abb. 5a, 6a). Am d_4, 1 2 3 4 | 5, ist die hintere Zwischenleiste kräftiger und mehr vom lingualen Rand abgesetzt.

Am d^4 bilden zwei kräftige Leisten ein V, von dessen vorderem Schenkel sich nahe dem labialen Rand ein Sekundärleistchen abspaltet; dem hinteren Schenkel läuft eine lange Schlußleiste parallel.

Glis sackdillingensis minor Kowalski (1956, S. 384—386, Abb. 2f, Taf. 4, Fig. 8) aus der altpleistocänen Breccie von Podlesice bleibt mit p_4-Länge von 0,95 mm und m_1-Länge von 1,5 merklich unter den Maßen des Schernfelder *Glis* mit 1,17 bis 1,24 bzw. 1,63 bis 1,75.

Muscardinus nov. spec.

Taf. 6, Fig. 14

aff. 1930. *Muscardinus* sp. — Heller, Jüngstpliozäne Knochenfunde in der Moggaster Höhle, S. 156, Abb. 2.

aff. 1933. *Muscardinus* sp. aff. *avellanarius* L. — Brunner, Eine präglaziale Fauna, S. 315, Abb. 8.

Fundgut: linkes Oberkieferstück mit m^{1-2} und Alveole des p^4 (1951 XXVI 101, Taf. 6, Fig. 14); etwa 50 einzelne obere und untere Zähne.

Länge in mm: m^1 1,68×1,20, m^2 1,20×1,28; m_1 1,50 bis 1,62, 1,36 bis 1,37, m_3 1,30; m^1 1,55 bis 1,70, m^2 1,20 bis 1,38, m^3 1,11 bis 1,17.

1. An dem Oberkieferstück zeigen die beiden Molaren gleiche Schmelzleisten-Zahl und ähnliche Anordnung wie der rezente *Muscardinus avellanarius* L. (Stehlin 1934, S. 107, Abb. 7a—b). Der zweite Molar hat gegenüber den Abbildungen bei Stehlin lediglich im vorderen Feld eine winzige Andeutung eines Zwischengrätchens (1·2 | 3 | 4 5). Der erste Molar weicht darin vom rezenten ab, daß das Vorderfeld mit dem Cingulum (1) und mit dem Trigon-Vorderarm (2) etwas weniger verlängert ist. Der Abstand vom Vordercingulum bis zum Mesoloph verhält sich zur ganzen Länge des Zahnes wie 0,43 : 1, bei den rezenten (Stehlin Abb. 7a—b) wie 0,46 : 1 und 0,48 : 1. Der Unterschied ist gering, bleibt aber auch bei den vorliegenden einzelnen m^1 mit 0,41 bis 0,45 bemerkbar, wobei der Wert 0,45 von den zwei kleinsten m^1 mit einer Länge von 1,55 mm (bei *Muscardinus avellanarius* etwa 2,0 mm) stammt. Ebenso ist der m^1 als ganzer im Verhältnis zum m^2 noch etwas weniger gestreckt. Die hinteren Grate biegen sich kräftig, nicht bei allen Exemplaren; desgleichen ist das Zwischengrätchen zwischen 3 und 4 nicht an allen m^1 vorhanden.

2. Von den vorliegenden Einzelzähnen sind — verglichen mit dem rezenten und jungpleistocänen *Muscardinus avellanarius* — die m_1 und m^1 etwas kürzer und die m_2 etwas länger. Die heute so auffallende Vergrößerung der ersten Molaren im Ober- und Unterkiefer war also noch nicht ganz so weit gediehen wie bei der modernen Art. Außerdem lassen sich an einigen Zähnen Abweichungen des Schmelzleistenreliefs konstatieren: an einem m_1 biegen sich alle sechs Schmelzleisten nach vorne konvex; an einem m_2 bemerkt man stärker nach vorn konvex gekrümmte Leisten und zugleich Verschmälerung des Umrisses nach hinten u. a. Eine recht eigenartige Sonderbildung zeigen zwei untere und vier obere erste Molaren, nämlich eine dünne, zusätzliche Leiste am vorderen Zahnrand vor der Cingulum-Leiste.

Wie bei den *Muscardinus*-Gebißresten, welche Heller und Brunner aus der Moggaster bzw. Sackdillinger Höhle vorgelegen haben, ist auch bei den unsrigen zu erkennen, daß sie von *Muscardinus avellanarius* abweichen. Die Festlegung der Merkmale der neuen Art aber müßte, da gerade bei *Muscardinus* das Schmelzleistenbild Schwankungen unterworfen ist (Stehlin 1934, S. 106—108), auf vollständigere Funde gegründet werden können. Eine Übereinstimmung mit *Muscardinus dacicus* Kormos (1930b, S. 243—244) scheint bei dessen größerer Stärke nicht gegeben zu sein.

c) Muridae — Echte Mäuse

Der Schlämmrückstand der Schernfelder Spaltenfüllung hat bisher rund viertausend einzelne Molaren von Murinen aus der Verwandtschaft des *Apodemus* Kaup 1829 geliefert, leider nur wenige bezahnte Kiefer und auch diese nur in Fragmenten. Die Hauptmasse unserer Fundstücke gehört zu einer Art von *Apodemus*, welche dem rezenten *A. sylvaticus* (L.) sehr nahe steht. Unter den etwa tausend ersten oberen und unteren Molaren, die im einzelnen untersucht worden sind, bemerkt man, wie nicht anders zu erwarten, eine Variation in den Proportionen des Zahnumrisses und in der Stärke der Vorderknospe, der zusätzlichen Randhöckerchen und des Schlußcingulums. Mehrere einzelne Zähne fallen dabei weit außerhalb des wahrscheinlichen Variationsbereiches der Hauptart. Sie sind zum Teil merklich einfacher, zum Teil reicher ausgestattet und müssen auf andere Arten von *Apodemus* oder auf die Nachbargattung *Parapodemus* Schaub 1938 bezogen werden. Nach Schaub 1938 treten im Altquartär von Europa neben *Apodemus sylvaticus* (L.) mindestens drei weitere Formen aus seiner Verwandtschaft auf, *A. alsomyoides* Schaub, *A.* spec. und *Parapodemus coronensis* Schaub,

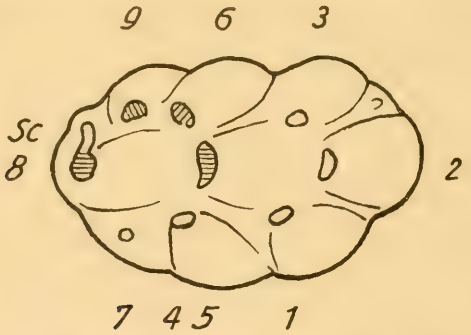


Abb. 7: Höcker-Bezeichnungen am rechten m^1 von *Apodemus*; Schemaskizze (vgl. Schaub 1938, S. 8, Abb. 2); die 4 Primärhügel 5, 6, 8 und 9 sind hervorgehoben.

1 = linguales Vordercingulum, 2 = Vorderknospe, 3 = labialer Cingulumhügel, 4 = accessorischer Innenhügel 4, 5 = Protoconus, 6 = Paraconus, 7 = accessorischer Innenhügel 7, 8 = Pseudypoconus, 9 = Metaconus, Sc = Schlußcingulum labial am Pseudypoconus.

wobei *A. atavus* Heller (1936b, S. 126) und *A. cf. mystacinus* Danford & Alston (Kowalski 1958, S. 25) noch unberücksichtigt sind.

Zugleich wird in dem Formenreichtum, wie ihn die Schernfelder Zähne in ihrer Gesamtheit mehr als bisher bekannt dokumentieren, die altpleistocäne Blütezeit der Waldmäuse sichtbar.

Die grundlegenden Untersuchungen von Schaub (1938) über die Odontologie der tertiären und quartären Murinae führen den vielhöckerigen Murinen-Molaren auf einen quadrituberkulären Grundplan zurück (Abb. 7). Der Deutung und Benennung der Einzelhöcker bei Schaub kann ich mich völlig anschließen.

Apodemus atavus Heller und sylvaticus (L.)

Taf. 6, Fig. 21—22

cf. 1930. *Apodemus sylvaticus* L. — Heller, Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle, S. 268—269, Taf. 16, Fig. 7.

cf. 1936. *Apodemus atavus* n. sp. — Heller, Eine oberpliocäne Wirbeltierfauna aus Rheinhessen, S. 126—127, Taf. 10 Fig. 2.

cf. 1938. *Apodemus sylvaticus* L. — Schaub, Tertiäre und quartäre Murinae, S. 35, Abb. 17b, 18

Fundgut: 2 linke Unterkieferstücke mit m_{1-2} (1951 XXVI 58—59), rund 4000 untere und obere einzelne Molaren.

Maße in mm, und zwar Länge × Breite der m_1 und m_2 an den beiden Kieferstücken: m_1 1,8×1,2 (1,95×1,2), m_1 1,2×1,1 (1,4×1,2); Länge der m^1 1,95 bis 2,20.

Das Unterkieferstück 1951 XXVI 58 (Taf. 6, Fig. 22) besitzt steilen Abfall vor dem m_1 wie der Typuskiefer von *Apodemus atavus* Heller; die Länge des Diastema ist zwar nicht genau meßbar, doch dürfte sie diejenige des Typuskiefers nicht überschritten haben. Die erhaltene Höhe des Kieferknochens unter dem m_1 beträgt 3,5, die gesamte etwa 3,7, womit sie über die 3,4 des Typuskiefers hinausgeht.

Das zweite Unterkieferstück, 1951 XXVI 59 (Taf. 6, Fig. 21), ist niedriger gebaut; die erhaltene Höhe unter dem m_1 beträgt 2,9, die ganze dürfte kaum 3,3 erreicht haben, wonach diese Form nicht dem *A. atavus* entspricht, sondern ihren Platz bei *A. sylvaticus* finden kann.

In dem Bau der ersten unteren Molaren besteht zwischen beiden Kiefern nur ein geringer Unterschied; der auf *atavus* zu beziehende Kiefer hat die labialen Nebenhöckerchen etwas schwächer ausgebildet.

Bei den einzeln vorliegenden Molaren sind beide Formen sowohl mit Übergängen als auch mit stärkeren Abweichungen vertreten. An den oberen Molaren ist vielleicht bemerkenswert, daß fast an allen m^1 und m^2 das Schlußcingulum deutlich erkennbar ist, manchmal sogar als ein recht selbständiges Element erscheint, wie es, wenn auch schwächer, an Zähnen von Püspökfürdö (Schaub, Abb. 17b) angedeutet ist.

Apodemus aff. alsomyoides Schaub

Taf. 6, Fig. 19—20

aff. 1938. *Apodemus alsomyoides* n. sp. — Schaub, Tertiäre und quartäre Murinae, S. 36, Abb. 17d.

Aus der Menge der einzelnen ersten Molaren fallen einige ziemlich große durch Besonderheiten heraus.

Ein rechter m_1-Keim mit Länge × Breite 2,05×1,15 (1951 XXVI 61, Taf. 6, Fig. 20) trägt an seiner labialen Seite vier gleichmäßig kräftige akzessorische Hügel und dazu als fünften eine kleine Knospe ganz hinten; ferner verstärkt sich die Vereinigungsstelle der Vorderarme des Hypoconids und des Entoconids zu einem kleinen Pfeilerchen. In der Länge würde der Zahn dem *Apodemus alsomyoides* entsprechen, ist aber weniger breit. Seine ziemlich schlanke Form könnte zur Gruppe des *Apodemus flavicollis* (Melchior) (vgl. Heller 1932, S. 361) passen, aber wiederum nicht die besonders reiche Ausstattung von zusätzlichen Höckerchen. Der vorliegende m_1 dürfte also einer von *Apodemus alsomyoides* nicht weit entfernten Art angehören, falls er nicht bei einer umfassenden Kenntnis in deren Kreis fällt.

Zu einem solchen unteren Molaren könnte folgender oberer von Schernfeld passen. Ein rechter m^1 mit Länge × Breite 2,17×1,30 (1951 XXVI 62, Taf. 6, Fig. 19) hat alle Hügel kräftig entwickelt, das Schlußcingulum ist als Pfeilerchen bemerkbar, ferner erscheint ein zusätzliches Randpfeilerchen zwischen den beiden Vorderhöckern 3 und 2 und je eine schwache Leistenverbindung vom Hinterhügel 8 zu dem akzessorischen Hügelchen 7 und zum Metaconus 9. Die kräftig entwickelten akzessorischen Außenhöckerchen 1, 4 und 7 entsprechen den ebenso gebildeten des m_1 von *Apodemus alsomyoides* Schaub, sind aber womöglich noch stärker.

Apodemus ? spec.

Taf. 6, Fig. 15—16

Zwei einzelne Zähne, welche in ihrer Größe in den Bereich von *Apodemus sylvaticus* bzw. *atavus* durchaus passen würden, zeigen eine merklich schwächere Ausbildung der Nebenhöckerchen.

An dem linken m_1 (1951 XXVI 63; 1,80×1,05; Taf. 6, Fig. 16) trägt die Labialseite zwar ein kräftiges Cingulum, aber auf ihm erheben sich keine — allenfalls vor der Ankauung höchstens ganz schwache — Höckerchen.

An dem rechten leicht angekauten m^1 (1951 XXVI 64, 1,87×1,12; Taf. 6, Fig. 15) ist der akzessorische Hügel 7 als labiale Kante des Hinterhügels 8 eben erst angedeutet.

Beide Zähne leiten in diesen Eigenschaften deutlich zur folgenden, unter *Parapodemus* zu führenden Form über.

Parapodemus coronensis Schaub

Taf. 6, Fig. 17—18

1938. *Parapodemus coronensis* n. sp. — Schaub, Tertiäre und quartäre Murinae, S. 37, Abb. 17d.
1956. *Parapodemus coronensis* Schaub, 1938 — Kowalski, Insectivores, Bats and Rodents from Podlesice, S. 382—384, Abb. 2g, h, Taf. 4 Fig. 6.

Fundgut: linker m^1 (1951 XXVI 65, Taf. 6, Fig. 17), leicht angekauter linker m_1 (1951 XXVI 66, Taf. 6, Fig. 18).

Länge × Breite in mm: m^1 1,65×1,03; m_1 1,4×0,9.

Dem m^1 fehlt an der lingualen Seite ein „akzessorischer Hügel 7" (Schaub, S. 37); die Nebenhöckerchen 1 und 4 sind kräftig entwickelt, das Schlußcingulum kann an dem im übrigen kegelförmigen Hinterhügel 8 eben noch in einer schwachen labialen Kante gesehen werden. Der Zahn besitzt also in dem Fehlen des Hügels 7 das für *Parapodemus* Schaub typische Merkmal.

In dem einzeln vorliegenden m_1 kann man nach seiner geringen Größe und seinem einfachen Bau ein Dokument der unteren Zahnreihe unserer kleinen Muriden erkennen; er besitzt die typische Höckergruppierung eines *Apodemus*; von den zu erwartenden akzessorischen Hügeln am labialen Rand ist nur ein (abgekautes) hinteres Hügelchen, im übrigen ein labiales Cingulum ohne Höcker bemerkbar.

Diese kleinwüchsige Art war von Schaub aus dem Altquartär von Gsprengberg bei Brassó (= Kronstadt in Siebenbürgen) aufgestellt und von Kowalski in der gleichaltrigen Knochenbrekzie von Podlesice nachgewiesen worden. Nahestehende Formen werden aus Ober-Pliocän bzw. Altpleistocän von Kisláng in Ungarn (Reményi 1954, S. 385) und von Hajnácka und Ivanovce in der Slowakei (Fejfar 1961, S. 261, 263) genannt.

d) Zwei Überlebende aus dem Tertiär?

a) Eomyidarum gen. et spec. indet.

Fundgut: wenig angekaute Krone eines rechten p^4 (1951 XXVI 57).

Maße in mm: Länge×Breite 0,96×1,03.

Die Krone ist recht einfach aus zwei durch einen Längsgrat verbundenen Querjochen, einem Schlußcingulum und einem kleinen labialen Sporn am Längsgrat aufgebaut. Labial- und Lingualfurche sind entsprechend der Höhe der Krone stark eingetieft.

Dieser Bau führt zu *Eomys* Schlosser und seinen Verwandten *Rhodanomys* Depéret & Douxami (sofern man diese Gattung neben *Eomys* aufrecht halten kann) und *Pseudotheridomys* Schlosser. Für die letztere wäre der Zahn zu groß. Eine nähere Zuordnung kann nicht gewagt werden.

Ein Eomyide ist zweifellos ein altertümliches Element in der Schernfelder altpleistocänen Fauna. Die Zartheit der erhaltenen Krone macht es unwahrscheinlich, daß der Zahn etwa aus einer tertiären Spaltenfüllung in die pleistocäne umgelagert worden wäre, zumal noch ein Fragment eines ähnlich zarten Zahnes beim Auslesen der Schlämmrückstände erhalten worden ist. Nachdem Stromer (1940, S. 31—32, Taf. 1 Fig. 14 „?Theridomyidarum n.g., n.sp.") gezeigt hat, daß die Eomyidae bis an die Miocän-Pliocän-Grenze reichen, erscheint es denkbar, daß diese kleinen Nager auch noch das Pliocän überdauert haben.

b) *Cricetodon* sp.

Schwerer fällt es, einen fast frischen, nicht abgerollten *Cricetodon* — m_1 (links, Länge× Breite 1,76×1,17) zur Schernfelder Fauna zu rechnen und nicht als umgelagert aus einer älteren Spaltenfüllung zu betrachten. In Größe und Struktur steht er nämlich *Cricetodon collatum* Schaub (1925a, S. 35—37, Taf. 1 Fig. 15) aus dem Chattium und Aquitanium nahe. Zwar ist aus der Nähe von Eichstätt bisher keine chattische oder aquitane Spaltenfüllung bekannt geworden; aber (Dehm 1961, S. 34—37) in 10 bis 15 km Entfernung von Schernfeld nach Westen befinden sich die drei aquitanen Spaltenfüllungen von Übermatzhofen, Weinberg und Grafenmühle bei Pappenheim und in 25 km Entfernung nach Südosten die chattische Spaltenfüllung von Gaimersheim bei Ingolstadt. Es wären also auch im Gebiet um Eichstätt und Schernfeld solche Vor-

kommen durchaus denkbar und damit Umlagerungen einzelner Zähnchen aus älteren Spaltenfüllungen in jüngere möglich, wie sie, wenn auch selten, bei Weißenburg und an der Grafenmühle bei Pappenheim beobachtet worden sind (Dehm 1961, S. 32, 36, 60—61).

6. Lagomorpha — Hasen, Pfeifhasen

a) Leporidae — Hasen

Hypolagus brachygnathus Kormos

934. *Hyplolagus brachygnathus* n. sp. — Kormos, Zur Frage der Abstammung eurasiatischer Hasen, S. 75, Abb. 2c—o.
1936. *Hypolagus brachygnathus* Kormos — Heller, Eine oberpliocäne Wirbeltierfauna aus Rheinhessen, S. 137—139, Abb. 1—2, Taf. 11 Fig. 13—14.
1941. *Lagotherium brachygnathum* (Kormos) — Kretzoi, Die unterpleistocäne Säugetierfauna von Betfia, S. 324—325, Abb. 7.
1958. *Hypolagus brachygnathus* Kormos, 1934 — Kowalski, An early Pleistocene fauna of small mammals, S. 18—21, Abb. 7—8, mit weiterer Literatur.

Fundgut: linkes Unterkieferstück mit p_3-m_1 (1951 XXVI 67), 55 einzelne Zähne, darunter 7 p_3 (1951 XXVI 68).

Zahnlängen an den Kauflächen in mm: Unterkiefer p_3 3,35, p_4 3,22, m_1 3,22; die übrigen p_3 3,2 bis 3,7.

An dem Unterkieferstück und unter den einzelnen Zähnen ist der diagnostisch wichtige p_3 vorhanden; er stimmt mit seiner flachen vorderen und tiefen hinteren Labialbucht, sowie in seinen Ausmaßen zu *Hypolagus brachygnathus*; dieser war im Altpleistocän von Europa der verbreitetste Hase; er reichte mindestens von Tegelen in Holland über Gundersheim in Rheinhessen, Sackdillinger Höhle und Schernfeld im Fränkischen Jura und über Chlum in Mittelböhmen und den Kadzielnia-Berg in Polen bis zur Ungarischen Tiefebene und ihrer Umrandung (Beremend, Nagyharsányhegy, Csarnóta, Villány, Püspökfürdö-Betfia) und nach Norddalmatien (Podumci).

b) Ochotonidae — Pfeifhasen

Ochotona spec.

Fundgut: rechtes Unterkieferstück mit m_2 und mit m_1- und m_3-Alveolen (1951 XXVI 69); ein rechter p_3 (1951 XXVI 70), 9 weitere einzelne Zähne (1951 XXVI 71).

Maße in mm: m_2 1,60×1,55; p_3 1,28×1,15; Unterkieferhöhe unter m_2 (labial) 4,2.

Einige wenige Gebißreste, darunter der charakteristische p_3 und ein Unterkieferstück mit der Alveole des auf ein einziges Prisma reduzierten letzten Molaren, belegen eine kleine Pfeifhasenart; sie steht dem im mittleren und jüngeren Pleistocän in Mitteleuropa verbreiteten *Ochotona pusillus* (Pallas) nahe, ist ihm aber laut freundlicher Mitteilung durch Herrn Prof. Dr. H. Tobien nicht gleichstellbar. Für das Altquartär wird *Ochotona* sp. aus der Sackdillinger Höhle angegeben (Brunner 1933, S. 314).

Die Schernfelder Fauna überliefert uns also — unter Einbeziehung vorläufiger Bestimmungen der Huftierreste — eine reichhaltige Tierwelt:

Mammalia

Insectivora — Insektenfresser
- *Talpa fossilis* Petényi
- *Talpa minor* W. Freudenberg
- *Beremendia fissidens* (Petényi)
- *Petényia hungarica* Kormos
- *Sorex* aff. *araneus* L.
- *Sorex praealpinus* Heller
- *Sorex* nov. spec. aff. *runtonensis* Hinton
- *Sorex minutus* L.
- *Erinaceus europaeus* L.

Chiroptera — Fledermäuse
- *Rhinolophus* cf. *ferrumequinum* (Schreber)
- *Myotis* spec., Größe des *kormosi* Heller
- *Myotis* spec., Größe des *exilis* Heller oder *insignis* Heller
- *Myotis* spec., mittlere Größe.

Carnivora — Raubtiere
- *Canis* cf. *mosbachensis* Soergel
- *Alopex* aff. *praeglacialis* Kormos
- cf. *Ursus etruscus* Cuvier
- *Martes intermedia* Heller
- *Mustela praenivalis* Kormos
- *Mustela palerminea* (Petényi)
- *Felis silvestris* Schreber
- *Acinonyx pardinensis* (Croizet & Jobert)
- *Megantereon megantereon* Croizet & Jobert
- *Hyaena perrieri* Croizet & Jobert

Rodentia — Nagetiere (ohne Microtinae — Wühlmäuse)
- Sciuridae spec. A (kleine Art)
- Sciuridae spec. B (mittelgroße Art)
- Sciuridae spec. C (große Art)
- *Petauria helleri* nov. gen. nov. spec.
- *Amphidyromys pusillus* (Heller)
- *Glis sackdillingensis* (Heller)
- *Muscardinus* nov. spec.
- Microtinae, besonders *Mimomys*, werden von Herrn Prof. Dr. Florian Heller in Erlangen bearbeitet.
- *Apodemus atavus* Heller und *sylvaticus* (L.)
- *Apodemus* aff. *alsomyoides* Schaub

Apodemus ? spec.
Parapodemus coronensis Schaub
Lagomorpha — Hasen und Pfeifhasen
Hypolagus brachygnathus Kormos
Ochotona sp.
Ungulata — Huftiere (vorläufig bestimmt)
Equus, Gruppe des *Equus stenonis* Cocchi
Cervus (*Euctenoceros*) spec.
cf. *Dama nestii* (Major)
Bovide, große Art
Elephas spec., Milchzahn

Aves — Vögel, indet.

Reptilia — Kriechtiere
Natrix spec.
Ophisaurus spec.

Gastropoda Pulmonata — Lungenschnecken

Daß Mollusken nur selten und nur in geringer Zahl überliefert sind, aus einem Lebensraum, wo ihnen zweifellos reichere Möglichkeiten geboten waren, hängt wohl mit der leichten Auflösung ihrer Schalen durch Sickerwässer in dem Spaltenlehm und -sand zusammen. Auch die Seltenheit bzw. das Fehlen pflanzlicher Reste, etwa von kalkschaligen *Celtis*-Nüßchen, mag hierauf beruhen.

Pupilla muscorum (L.)
Vallonia costata (O. F. Müller)
Limax sp.
Helicella cf. *striata* (O. F. Müller)

Das Ergebnis stellt ein altpleistocänes Faunenbild dar, wie es in den letzten fünfzig Jahren von mehr als 25 Einzelstellen, oft in Spaltenfüllungen, aus England, aus Holland, Frankreich, Süd- und Ostdeutschland, Oberitalien, Ungarn, Tschechoslowakei und Polen gewonnen worden ist (Heller 1958, Kowalski 1958, Kretzoi 1956).

Die Fauna von Schernfeld enthält einige recht altertümliche Komponenten wie den Gepard *Acinonyx pardinensis*, den Säbeltiger *Megantereon megantereon*, *Hyaena perrieri* und vermutlich auch das Flughörnchen *Petauria helleri* nov. gen. nov. spec. Doch dürften diese Formen kaum ausreichen, um die Fauna in das früheste Quartär, in das Villafranchium, einzustufen, selbst wenn man den Eomyiden und *Cricetodon* zur Fauna rechnet. Vielmehr sprechen der Reichtum an der Wühlmaus-Gattung *Mimomys*, die mit der Spaltenfüllung von Gundersheim gemeinsame Schlafmaus *Amphidyromys pusillus*, ferner die Spitzmäuse *Beremendia fissidens* und *Petényia hungarica* u. a. für das mittlere Altpleistocän, für Cromerium. Eine engere Einstufung innerhalb des Cromeriums dürfte vielleicht mit Hilfe der Wühlmausreste gelingen.

Für den Lebensraum ist eine solche in oberflächennahen Karsthohlräumen, Halbhöhlen und Nischen gebildete Fauna charakteristisch: Kleinsäugerreste in größter Zahl aus den Gewöllen von Raubvögeln, Einzelreste größerer Säuger, von Raubtieren oder Raubvögeln eingeschleppt, nur ganz wenige Reste anderer Wirbeltiere und nur vereinzelte Landmollusken. Die Landschaft einer solchen Tierwelt enthält zunächst einmal weite, zusammenhängende Steppenflächen. Die große Zahl der Wühlmäuse ist, ähnlich wie in den meisten altpleistocänen Höhlen- und Spaltenfaunen Europas, nicht anders denkbar. Dazu kommen als vorwiegende Einwohner offenen Graslandes die Maulwürfe, die meisten Spitzmäuse, ferner die Hasen, die Wiesel, der Gepard, die Hyäne und das große Pferd. Die wenigen Landschnecken-Arten deuten gleichfalls auf trockene, offene Standorte. Beachtenswert ist das Fehlen — bzw. an anderen Stellen die geringe Häufigkeit — der feuchtigkeitsliebenden Amphibien. Bei der Erpfinger Spaltenfauna bewertet Heller (1956, S. 81—84) das völlige Fehlen echter Mäuse und das seltene Vorkommen von Schlafmäusen als eine Bestätigung des Steppencharakters. Bei der Schernfelder Fauna aber machen sich durch sehr zahlreiche Eichhörnchen (Sciuridae), Waldmäuse (*Apodemus*, *Parapodemus*), Schlafmäuse (*Glis*, *Muscardinus*, *Amphidyromys*), auch durch das Flughörnchen (*Petauria* nov. gen.), durch die Hirsche, durch Bär und Wildkatze, vielleicht auch durch den Marder, starke Waldbestände innerhalb der Steppe bemerkbar. Man kann sich leicht vorstellen, daß die wasserführende Talaue der keine zwei Kilometer entfernten Altmühl von Wald erfüllt war, vielleicht auch manche Senke auf der Hochfläche, während auf der übrigen Juraoberfläche und an den exponierten Hängen des Altmühltales Steppenvegetation herrschte, wie an einigen bevorzugten Stellen dort bis auf den heutigen Tag.

Die Wärme-Ansprüche dieser Fauna kann man gut beurteilen. Ein mittelgroßer Affe der Gattung *Macaca* Lacépède gehört von England über Holland, Frankreich, Süddeutschland bis zur Tschechoslowakei und zur Ungarischen Tiefebene regelmäßig zu den bemerkenswerten Bestandteilen der altpleistocänen Faunen; in Süddeutschland ist es *Macaca* cf. *florentina* Cocchi bei Gundersheim und *Macaca sylvana suevica* (Hedinger) im Heppenloch bei Gutenberg; ein Makake wäre auch in der Schernfelder Fauna durchaus denkbar. Denn Säbeltiger, Gepard und Flughörnchen verlangen mildes Klima, insbesondere milde Winter, wie es den heuten nahen Verwandten des Makaken auf Gibraltar und in den nordafrikanischen Bergländern behagt. Da aber die wärmeliebenden Antilopen, Tapire und Mastodonten, die sich im Rheintal noch bis in das jüngere Pliocän hinein gehalten hatten, bei Schernfeld fehlen, fände die Annahme subtropischen Klimas keine Stütze. Man wird also an mediterranes Klima mit ziemlich trockenen Sommern und milden Wintern denken.

Adam, K. D., 1959: Mittelpleistocäne Caniden aus dem Heppenloch bei Gutenberg (Württemberg). — Stuttgart. Beitr. Naturk., **27,** S. 1—46. Stuttgart.

Adam, K. D., 1961: Die Bedeutung der pleistocänen Säugetier-Faunen Mitteleuropas für die Geschichte des Eiszeitalters. — Stuttgart. Beitr. Naturk., **78,** S. 1—34. Stuttgart.

Allen, G. M., 1940: The Mammals of China and Mongolia. — Natural History of Central Asia, **11,** 621—1350. New York.

Brunner, G., 1933: Eine präglaciale Fauna aus dem Windloch bei Sackdilling (Oberpfalz). — N. Jb. Min. Beil. Bd. **71** B, 303—328. Stuttgart.

Brunner, G., 1938: Die Gaiskirche im oberen Püttlachtal (Oberfranken). Pottensteiner Nagerschicht. Ein Schnee-Eulen-Horst (*Nictea nivea* L.) des Magdalénien mit *Mirus mühlhoferi* n. g. n. sp. — N. Jb. Min. Beil. Bd. **79** B, 244—273. Stuttgart.

Brunner, G., 1949: Das Gaisloch bei Münzinghof (Mfr.) mit Faunen aus dem Altdiluvium und aus jüngeren Epochen. — N. Jb. Min., Abh. **91** B, 1—34. Stuttgart.

Brunner, G., 1954: Das Fuchsloch bei Siegmannsbrunn (Oberfr.) (Eine mediterrane Riß-Würm-Fauna). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **100,** 83—118. Stuttgart.

Brunner, G., 1958: Nachtrag zur Breitenberghöhle bei Gößweinstein (Ofr.). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 500—517. Stuttgart.

Croizet & Jobert, 1828: Recherches sur les ossemens fossiles du departement du Puy-de-Dôme. — 1—224. Paris.

Crusafont Pairo M., 1951: El sistema miocénico en la depresión espanola del Vallés-Penedés. — Internat. Geol. Congr. 18. Sess. Great Britain 1948, **11,** 33—42, 3 Abb. London.

Dehm, R., 1935: Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Abt. N. F. **29,** 1—86. München.

Dehm, R., 1943: Ein besonders kleiner Bär (*Ursus schertzi* n. sp.) aus dem Löß von Achenheim bei Straßburg im Elsaß. — N. Jb. Min. Mh. B, 137—153. Stuttgart.

Dehm, R., 1950 a: Die Nagetiere aus dem Mittel-Miocän (Burdigalium) von Wintershof-West bei Eichstätt in Bayern. — N. Jb. Min. Abh. **91** B, 321—428. Stuttgart.

Dehm, R., 1950 b: Ein nachdenklich geologischer Gang durch die Bärenhöhle. — Schwäb. Heimat **1,** 160—165, Stuttgart.

Dehm, R., 1952a: Die Erpfinger Höhle als Bärenhöhle. — In Gg. Wagner: Die Bärenhöhle von Erpfingen, 20—23. Öhringen.

Dehm, R., 1952b: Über den Fossilinhalt von Aufarbeitungslagen im tieferen Ober-Miocän Südbayerns. — Geologica Bavarica **14,** 86—90. München.

Dehm, R., 1961: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Pal. hist. Geol. **1,** 27—58. München.

Deperet, Ch., 1890—1894: Animaux pliocènes du Roussillon. — Mém. Soc. géol. France **3,** 1—198. Paris.

Ellerman, J. R., 1940: The families and genera of living Rodents. Vol. I: Rodents other than Muridae. 1—689. London.

Fabrini, E., 1890: I *Machairodus* (*Megantereon*) del Valdarno superiore. — Boll. R. Comit. geol., 1—43. Rom.

Fejfar, O., 1956: Neue paläontologische Erforschung der Lokalität Hajnácka bei Filakova, Südslowakei. — Vestnik Ustredniho Ustavu Geol. **31,** 72—73. Praha.

Fejfar, O., 1956: (The first two finds of the primate of the genus *Macaca* Lacepede 1799 on the territory of the Czechoslovak Republic.) — Vestnik Ustredniho Ustavu Geol. **31,** 243—245. Praha.

Fejfar, O., 1961: Die plio-pleistocänen Wirbeltierfaunen von Hajnácka und Ivanovce (Slowakei), CSR. I. Die Fundumstände und Stratigraphie. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **111,** 257—273, Stuttgart.

Freudenberg, W., 1914: Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa. — Geol. Paläont. Abh. N. F. **12,** 453—671. Jena.

Gaillard, C., 1899: Mammifères miocènes nouveaux ou peu connus de la Grive-Saint-Alban (Isère). — Arch. Mus. Hist. natur. Lyon **7,** 1—79. Lyon.

Helbing, H., 1935: Zur Feststellung der maximalen Größe von *Felis silvestris* Briss. — Eclogae geol. Helv. **28,** 577—580. Basel.

Heller, F., 1930 a: Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). — N. Jb. Min. Beil. Bd. **63** B, 247—298. Stuttgart.

Heller, F., 1930 b: Jüngstpliocäne Knochenfunde in der Moggaster Höhle, Fränkische Schweiz. — C. Bl. Min. 1930 B, 154—159. Stuttgart.

Heller, F., 1932: Fossile Kleinfaunenreste aus der Raumgrotte im Hersbrucker Jura. — C. Bl. Min. 1932 B, 349—362. Stuttgart.

Heller, F., 1933: Ein Nachtrag zur Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle, Oberpfalz. — C. Bl. Min. 1933 B, 60—68. Stuttgart.

Heller, F., 1936 a: Eine Forest-Bed-Fauna aus der Schwäbischen Alb. — S. B. Heidelberg. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl. 1—29. Heidelberg.

Heller, F., 1936 b: Eine oberpliocäne Wirbeltierfauna aus Rheinhessen. — N. Jb. Min. Beil. Bd. **72** B, 99—160. Stuttgart.

Heller, F., 1937: Revision einer fossilen Fauna aus der Kitzelberghöhle bei Kauffung, Riesengebirge. — Zbl. Min. 1937 B, 241—249. Stuttgart.

Heller, F., 1956: Ein kleinerer Bär (*Ursus sackdillingensis* n. sp.) in der cromerischen Fauna der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1955, 520—530. Stuttgart.

Heller, F., 1958: Eine neue altquartäre Wirbeltierfauna von Erpfingen (Schwäbische Alb). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **107,** 1—102. Stuttgart.

Hofmann, A., 1893: Die Fauna von Göriach. — Abh. k. k. geol. R. A. **15,** 6, 1—85. Wien.

Janossy, D., 1961: Die Entwicklung der Kleinsäugerfauna Europas im Pleistozän (Insectivora, Rodentia, Lagomorpha). — Z. Säugetierk. **26,** 40—50, Hamburg u. Berlin.

Kahlke, H. D., 1962: Zur relativen Chronologie ostasiatischer Mittelpleistocän-Faunen und Hominoidea-Funde. — In: G. Kurth, Evolution und Hominisation. Festschrift z. 60. Geburtstag von G. Heberer, S. 84—107. — G. Fischer-Stuttgart.

Kormos, Th., 1913: *Sciurus gibberosus* Hofm. im Miocän Ungarns. — Földtani Közlöny **43,** 151—153. Budapest.

Kormos, Th., 1914: Drei neue Raubtiere aus den Praeglacialschichten des Somlyóhegy bei Püspökfürdö. — Mitt. Jb. k. Ung. Geol. R. A. **22,** 223—247. Budapest.

Kormos, Th., 1920: Die präglazialen Bildungen des Villányer Gebirges und ihre Fauna. — Jber. K. Ung. Geol. R. A. f. 1916, 447—466. Budapest.

Kormos, Th., 1930 a: Beiträge zu Präglazialfauna des Somlyóberges bei Püspökfürdö. — Allattani Közlemények **27,** 40—62. Budapest.

Kormos, Th., 1930 b: Diagnosen neuer Säugetiere aus der oberpliozänen Fauna des Somlyóberges bei Püspökfürdö. — Ann. hist.-nat. Mus. Hung., **27,** 237—246. Budapest.

Kormos, Th., 1932 a: Die präglazialen Feliden von Villány (Südungarn). — Folia zool. hydrobiol. **4,** 148—161. Riga.

Kormos, Th., 1932 b: Die Füchse des ungarischen Oberpliozäns. — Folia zool. hydrobiol. **4,** 167—188. Riga.

Kormos, Th., 1933: Die Wölfe des ungarischen Oberpliozäns. — Folia zool. hydrobiol. **5,** 13—34. Riga.

Kormos, Th., 1934 a: Neue und wenig bekannte Musteliden aus dem ungarischen Oberpliozän. — Folia zool. hydrobiol. **5,** 129—158. Riga.

Kormos, Th., 1934 b: Neue Insektenfresser, Fledermäuse und Nager aus dem Oberpliozän der Villanyer Gegend. — Földtani Közlöny **64,** 296—321. Budapest.

Kormos, Th., 1934 c: Zur Frage der Abstammung eurasiatischer Hasen. — Allattani Közlemények, **31,** 65—78. Budapest.

Kormos, Th., 1937 a: Zur Geschichte und Geologie der oberpliocänen Knochenbreccien des Villanyer Gebirges. — Math.-naturw. Anz. Ungar. Akad. Wiss. **56,** 1061—1100. Budapest.

Kormos, Th., 1937 b: Über die Kleinsäuger der Heppenlochfauna. — Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. **26,** 88—97. Stuttgart.

Kowalski, K., 1956: Insectivores, Bats and Rodents from the early Pleistocene bone Breccia of Podlesice near Kroczyce (Poland). — Acta Pal. Polon. **1,** 331—394. Warszawa.

Kowalski, K., 1958 a: An early Pleistocene fauna of small mammals from the Kadzielnia Hill in Kielce (Poland). — Acta Pal. Polon. **3,** 1—47. Warszawa.

Kowalski, K., 1958 b: Altpleistocäne Kleinsäugerfauna von Podumci in Norddalmatien. — Palaeontologia jugoslavica **2,** 1—30. Zagreb.

Kowalski, K., 1959: Katalog Ssaków, Plejstocenu Polski. — Polska Akad. Nauk, Inst. Zool. Krakowie, 1—246. Warszawa.

Kowalski, K., 1960: Pliocene Insectivores and rodents from Rebielice Królewskie (Poland). — Acta Zool. Cracov. **5,** 155—201. Kraków.

Kretzoi, M., 1938: Die Raubtiere von Gombaszög nebst einer Übersicht der Gesamtfauna. Ein Beitrag zur Stratigraphie des Altquartärs. — Ann. hist.-nat. Mus. Hung. Pars Min. Geol. Pal. **31,** 88—157. Budapest.

Kretzoi, M., 1941 a: Weitere Beiträge zur Kenntnis der Fauna von Gombaszög. — Ann. hist.-nat. Mus. Hung. Pars Min. Geol. Pal. **34,** 103—139. Budapest.

Kretzoi, M., 1941 b: Die unterpleistocäne Säugetierfauna von Betfia bei Nagywárad. — Földtani Közlöny **71,** 308—335. Budapest.

Kretzoi, M., 1956: Die altpleistocänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges. — Geolog. Hung., ser. pal. **27,** 1—264. Budapest.

Krumbeck, L., 1935: Beiträge zur Geologie von Nordbayern. XI. Ein jung-interglaziales Knochenlager im Kluftlehm der Langenaltheimer Hart bei Pappenheim. — Sitz. Ber. Physik.-med. Sozietät Erlangen **65** (1934), 285—304. Erlangen.

Lehmann, U., 1953: Eine Villafranchiano-Fauna von der Erpfinger Höhle (Schwäbische Alb). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1953, 437—464. Stuttgart.

Lehmann, U., 1957: Weitere Fossilfunde aus dem ältesten Pleistocän der Erpfinger Höhle (Schwäbische Alb). — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg **26,** 60—99. Hamburg.

Lozek, V., 1957: A contribution to the question of the Early Pleistocene Fauna from the Stránská Skála near Brno. K otázce staropleistocénni fauny ze Stránské skály ze Brna. — Vestnik Ustredniho Ustavu Geol. **32,** 290—294. Praha.

Major, C. J. Forsyth, 1893: On some Miocene Squirrels, with Remarks on the Dentition and Classification of the Sciurinae. — Proc. Zool. Soc. London 1893, 179—215. London.

Mein, P., 1958: Les mammifères de la faune sidérolithique de Vieux-Collonges. — Nouv. Arch. Mus. Hist. Natur. Lyon **5,** 1—122. Lyon.

Pasa, A., 1948: I Mammiferi di alcune autriche brecce Veronesi. — Mem. Mus. Stor. Nat. Verona **1,** 1—111. Verona.

Remenyi, A., 1954: Der fossile Säuger-Fundort von Kisláng. — Földtani Közlöny **84,** 376—388. Budapest.

Reuvens, C L., 1890: Die Myoxidae oder Schlaefer. — 1—80. Leiden.

Roger, O., 1898: Wirbelthierreste aus dem Dinotheriensande. II. Theil. — **33.** Ber. Naturwiss. Ver. f. Schwaben u. Neuburg in Augsburg, 384—396. Augsburg.

Schaub, S., 1925 a: Die hamsterartigen Nagetiere des Tertiärs und ihre lebenden Verwandten. — Abh. Schweiz. Pal. Ges. **65,** 5—111, Genf.

Schaub, S., 1925 b: Über die Osteologie von *Machaerodus cultridens* Cuvier. — Eclogae geol. Helv. **19,** 255—266. Basel.

Schaub, S., 1934: Observations critiques sur quelques Machairodontidés. — Eclogae geol. Helv. **27,** 399—406. Basel.

Schaub, S., 1938: Tertiäre und quartäre Murinae. — Abh. Schweiz. pal. Ges. **61,** 1—39. Basel.

Schaub, S., 1944: Die oberpliocaene Säugetierfaune von Senèze (Haute-Loire) und ihre verbreitungsgeschichtliche Stellung. — Eclogae geol. Helv. **36,** 270—289. Basel.

Schaub, S., 1949: Revision de quelques Carnassiers villafranchiens du Niveau des Etouaires (Montagne de Perrier, Puy-de-Dôme). — Eclogae geol. Helv. **42,** 492—506. Basel.

Schlosser, M., 1902: Beiträge zur Kenntniss der Säugethierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. — Geol. Palaeont. Abh. N. F. **5,** 117—258. Jena.
Schlosser, M., 1904: Notizen über einige Säugethierfaunen aus dem Miocän von Württemberg und Bayern. — N. Jb. Min. Beil.-Bd. **19,** 485—502. Stuttgart.
Schreuder, A., 1936: *Hypolagus* from the Tegelen Clay; with a note on recent *Nesolagus*. — Archiv. Néerl. Zool. **2,** 225—239. Amsterdam.
Schreuder, A., 1940: A revision of the fossil Water-Moles (Desmaninae). — Archiv. Néerl. Zool. **4,** 201—333. Amsterdam.
Simpson, G. G., 1945: The Principles of Classification and a Classification of Mammals. — Bull. Amer. Mus. Natur. Hist. **85,** 1—350. New York.
Stach, J., 1959: On some Mustelinae from the Pliocene bone breccia of Weze. — Acta Pal. Polon. **4,** 101—118. Warszawa.
Stehlin, H. G., 1919: Verzeichnis der Säugetierfunde in der Schweizerischen Molasse. — In: Alb. Heim, Geologie der Schweiz I, 145—152. Leipzig.
Stehlin, H. G., 1934: Über das Milchgebiß der europäischen Schlafmäuse. — Verh. Naturforsch. Ges. Basel **45,** 98—108. Basel.
Stehlin †, H. G. & S. Schaub, 1951: Die Trigonodontie der simplicidentaten Nager. — Schweiz. Pal. Abh. **67,** 1—385. Basel.
Stromer, E., 1928: Wirbeltiere im obermiocänen Flinz Münchens. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Abt. **32,** 1; 1—71. München.
Stromer, E., 1940: Die jungtertiäre Fauna des Flinzes und des Schweiß-Sandes von München, Nachträge und Berichtigungen. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Abt. N. F. **48,** 1—102. München.
Sulimski, A., 1959: Pliocene insectivores from Weze. — Acta Pal. Polon. **4,** 119—174. Warszawa.
Teilhard de Chardin, P. & J. Piveteau, 1930: Les Mammifères fossiles de Nihowan (Chine). — Ann. Pal. **19,** 1—134. Paris.
Thies, O., 1926: Beiträge zur Kenntnis der Heppenlochfauna und der Fauna der Frankenbacher Sande. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst. (1925) **46,** 576—615. Berlin.
Tobien, H., 1953: Die oberpliozäne Säugetierfauna von Wölfersheim-Wetterau. — Z. Deutsch. Geol. Ges. **104** (1952), 191. Hannover.
Trouessart, E.-L., 1898—1899: Catalogus Mammalium tam viventium quam fossilium. Tomus I, 1—664. Berlin.
Trouessart, E.-L., 1904—1905: Catalogus Mammalium tam viventium quam fossilium. Quinquennale Supplementum, 1—929. Berlin.
de Villalta Comella, J. F., 1950: Sobre un Esciuróptero del Vindoboniense del Vallés-Penedés. — Bol. R. Soc. Espan. Hist. Natur. **48,** 53—59. Madrid.
Viret, J., 1954: Le Loess á bancs durcis de Saint-Vallier (Drome) et sa faune de mammifères villafranchiens. — Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon **4,** 1—200. Lyon.
Wegner, N., 1913: Tertiaer und umgelagerte Kreide bei Oppeln (Oberschlesien). — Palaeontographica **60,** 175—274. Stuttgart.
Young, C. C., 1934: On the Insectivora, Chiroptera, Rodentia and Primates other than *Sinanthropus* from Locality 1 at Choukoutien. — Pal. Sinica C, **8,** 3, 1—159. Peking.
Young, C. C., 1935: Note on a mammalian microfauna from Yenchingkou near Wanhsien, Szechuan. — Bull. Geol. Soc. China **14,** 247—248. Peking.
Zdansky, O., 1924: Jungtertiäre Carnivoren Chinas. — Pal. Sinica C **2,** 1, 1—154. Peking.
Zeuner, F. E., 1937: A Comparison of the Pleistocene of East Anglia with that of Germany. — Proc. Prehist. Soc., 136—157. Cambridge.

Tafel 3

Altpleistocäne Spaltenfüllung von Schernfeld, Carnivora und Insectivora daraus.

Fig. 1: Die Fundstelle der altpleistocänen Fauna von Schernfeld; Spaltenwand nach Ausräumung des fossilführenden Lehmes, besonders in der Mitte rechts von dem Pickel; über dem Pickel die fossilleere Erweiterung der Spalte in einen senkrechten Karsttrichter. Steinbruch Otto Neumeyer nordöstlich Schernfeld bei Eichstätt.

Fig. 2: *Megantereon megantereon* Croizet & Jobert, oberer Canin, aus 2 Bruchstücken ergänzt (Sammlung Eichstätt), nat. Größe.

Fig. 3: *Mustela praenivalis* Kormos, rechter m_1 (1951 XXVI 26), x 3.

Fig. 4: *Mustela palerminea* (Petenyi), rechtes Unterkieferstück mit m_1 (1951 XXVI 27), x 5.

Fig. 5: *Sorex* nov. spec. aff. *runtonensis* Hinton, linker Unterkiefer ohne Zähne (1951 XXVI 111), von links, x 5.

Fig. 6—9: *Petényia hungarica* Kormos.

6: m^{1-2} des rechten Oberkieferstückes (1951 XXVI 108), x 8.

7: linkes Unterkieferstück mit m_{1-3} (1951 XXVI 107), x 3,2.

8a—b: rechter oberer Schneidezahn (1951 XXVI 110), x 5; a) von innen; b) von außen.

9: rechter unterer Schneidezahn (1951 XXVI 109), x 5.

Fig. 10—13: *Beremendia fissidens* (Petenyi).

10: linkes Oberkieferstück mit p^4—m^2 (1951 XXVI 104), x 3,2.

11: rechtes Unterkieferstück mit i-Stumpf, c, p_4—m_3 (1951 XXVI 103), x 3,2.

12a—b: linker oberer Schneidezahn (1951 XXVI 106), x 3,2; a) von innen; b) von außen.

13a—b: linker unterer Schneidezahn (1951 XXVI 105), x 3,2; a) von innen; b) von außen.

Tafel 4

Carnivora aus der altpleistocänen Spaltenfüllung von Schernfeld

Fig. 1a—c: *Alopex* aff. *praeglacialis* Kormos, rechtes Unterkieferstück mit m_{1-2} und Alveolen der p_{1-4} und des m_3 (1951 XXVI 23); nat. Größe. a) von der Labialseite; b) von oben; c) von der Lingualseite.

Fig. 2a—c: *Canis* cf. *mosbachensis* Soergel, rechter m^1 (1951 XXVI 19) nat. Größe. a) von hinten; b) von unten; c) von vorne.

Fig. 3a—c: *Canis* cf. *mosbachensis* Soergel linkes Unterkieferstück mit m_1-Talonid und m_2 (1951 XXVI 21); nat. Größe. a) von der Lingualseite; b) von oben; c) von der Labialseite.

Fig. 4a—c: *Martes intermedia* Heller, rechtes Unterkieferstück mit p_4—m_2 (1951 XXVI 25); nat. Größe. a) von der Labialseite; b) von oben; c) von der Lingualseite.

Fig. 5a—c: *Felis silvestris* Schreber, rechtes Unterkieferstück mit p_4—m_1 und Alveolen des p_3 (1951 XXVI 31); nat. Größe. a) von der Labialseite; b) von oben; c) von der Lingualseite.

Tafel 5

Carnivora und Rodentia aus der altpleistocänen Spaltenfüllung von Schernfeld

Fig. 1a—k: *Hyaena perrieri* Croizet & Jobert, zusammengehörige Einzelzähne eines linken Oberkiefers (1951 XXVI 34); nat. Größe. a—d) p^3—p^2—c—i^3 von der Lingualseite; e—h) ebenso von der Labialseite; i—k) p^2—p^3 von unten.

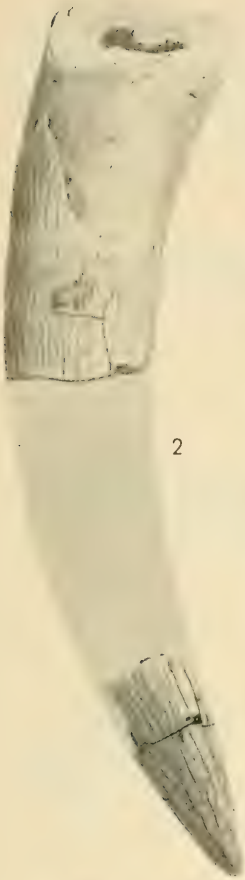
Fig. 2a—c: *Petauria helleri* nov. gen. nov. spec., rechtes Unterkieferstück mit p_4—m_3, Holotypus (1951 XXVI 36). 2a von oben, x 3,7; 2b) von oben, nat. Größe; 2c) von der Lingualseite, nat. Größe.

Fig. 3a—b: *Petauria helleri* nov. gen. nov. spec., Paratypoid, linker m^1 oder m^2 (1951 XXVI 39). 3a) von oben, x 3,7; 3b) von oben, nat. Größe.

Rodentia aus der altpleistocänen Spaltenfüllung von Schernfeld

Fig. 1—2: Sciuridae, spec. A, 2 einzelne Zähne
1: linker m^3 (1951 XXVI 99), x 10.
2: linker p_4 (1951 XXVI 98), x 10.
Fig. 3—6: Sciuridae, spec. C, 4 einzelne Molaren
3: linker m^1 oder m^2 (1951 XXVI 92), x 5.
4: rechter m^3 (1951 XXVI 93), x 5.
5: linker m_1 oder m_2 (1951 XXVI 95), x 5.
6: linker m_3 (1951 XXVI 94), x 5.
Fig. 7—9: Sciuridae, spec. B, 3 einzelne Molaren
7: rechter m^1 oder m^2 (1951 XXVI 100), x 5.
8: rechter m^1 oder m^2 (1951 XXVI 96), x 5.
9: linker m^3 (1951 XXVI 97), x 5.
Fig. 10—13: *Amphidyromys pusillus* Heller, 4 einzelne Molaren
10: rechter m^1 oder m^2 (1951 XXVI 116), etwas angekaut, x 20 (Abb. 2).
11: rechter m^1 oder m^2 (1951 XXVI 115), x 20 (Abb. 3).
12: linker m^1 oder m^2 (1951 XXVI 42), x 20.
13: rechter m_3 (1951 XXVI 40), x 20 (Abb. 5).
Fig. 14: *Muscardinus* nov. spec., m^{1-2} des linken Oberkieferstückes (1951 XXVI 101), x 10.
Fig. 15—16: *Apodemus*? spec. zwei einzelne Molaren
15: rechter m^1 (1951 XXVI 64), x 15.
16: linker m_1 (1951 XXVI 63), x 15.
Fig. 17—18: *Parapodemus coronensis* Schaub, zwei einzelne Molaren
17: linker m^1 (1951 XXVI 65), x 15.
18: linker m_1 (1951 XXVI 66), x 15.
Fig. 19—20: *Apodemus* aff. *alsomyoides* Schaub, zwei einzelne Molaren
19: rechter m^1 (1951 XXVI 62), x 14.
20: rechter m_1 (1951 XXVI 61), x 15.
Fig. 21—22: *Apodemus atavus* Heller und *sylvaticus* (L.), zwei linke Unterkieferstücke
21: mit niedrigem Diastema (1951 XXVI 59), nat. Größe.
22: mit hohem Diastema (1951 XXVI 58), nat. Größe.
Fig. 23: *Hypolagus brachygnathus* Kormos, linkes Unterkieferstück mit p_3-m_1 (1951 XXVI 67), nat. Größe.

1

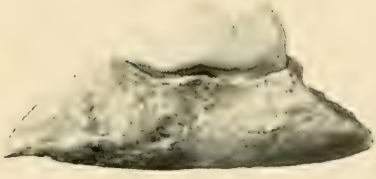


2

7

3

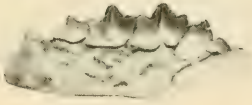
6



4

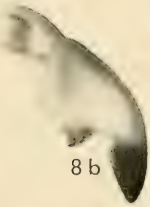
10

5

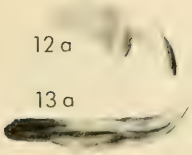


11

8 a



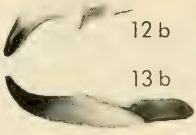
8 b



12 a

13 a

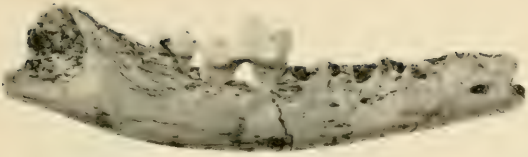
9



12 b

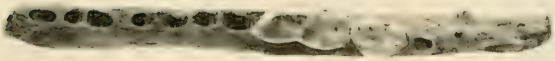
13 b

Tafel 3



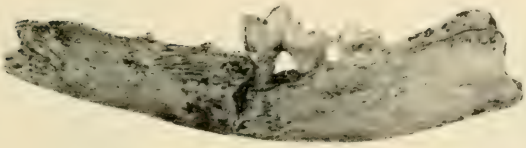
1 a

2 a



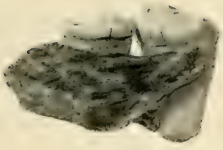
1 b

2 b



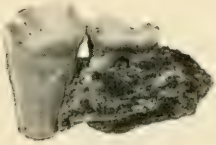
1 c

2 c



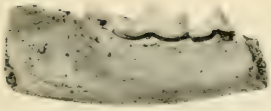
3 a

3 b

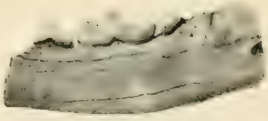


3 c

4 b



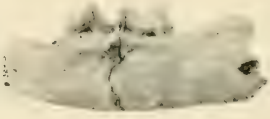
4 a



4 c

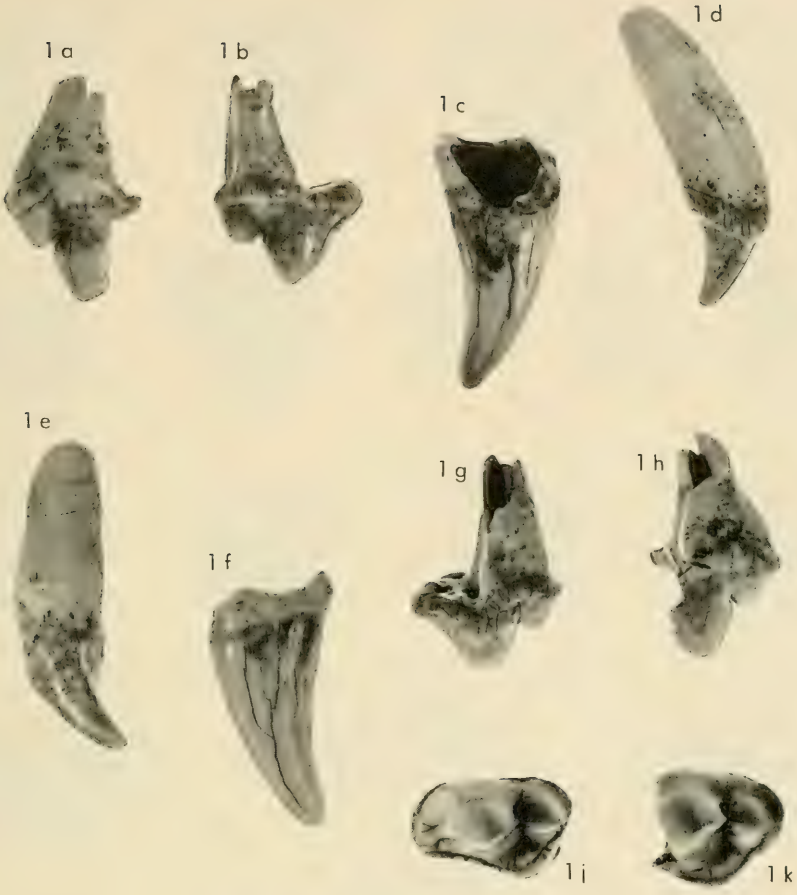
5 b

5 a



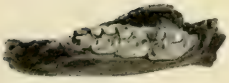
5 c

Tafel 4

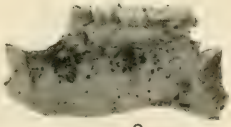


2a

3a



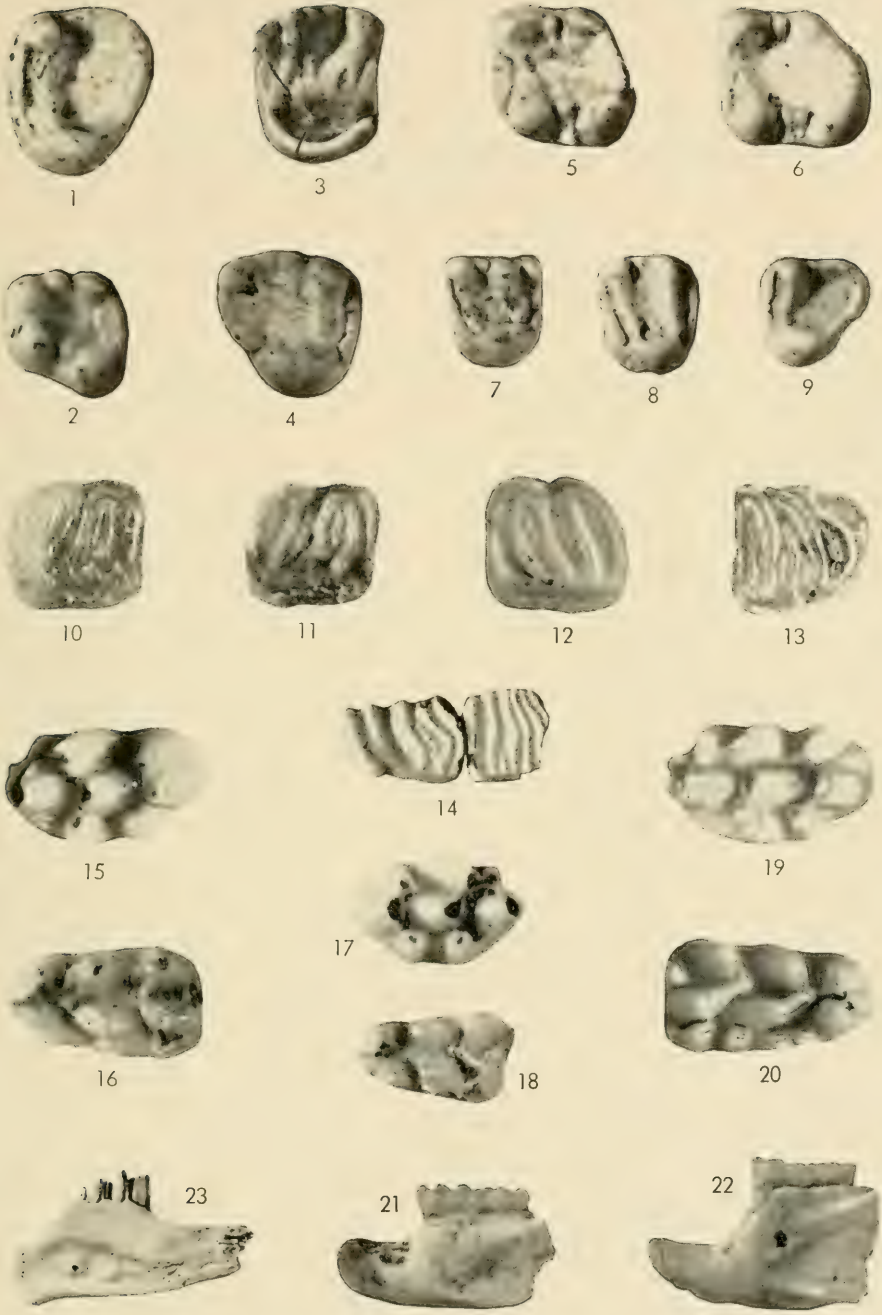
2b



2c

3b

Tafel 5



Tafel 6

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 2 | 63—64 | München, 1. August 1962

Eine weitere altpleistocäne Spaltenfüllung bei Eichstätt in Bayern

Von Richard Dehm, München

Zusammenfassung

Ein Zahnfragment von cf. *Equus stenonis* Cocchi erweist altpleistocänes Alter für eine rote Spaltenkalkbrekzie von Wegscheid nahe Eichstätt.

Summary

A read fissure filling breccia from Wegscheid near Eichstätt is dated as Lower Pleistocene by the only find of a tooth fragment of cf. *Equus stenonis* Cocchi.

Im April 1957 hatte Herr Prof. Dr. Franz X. Mayr an der Bischöflichen Philosophisch-theologischen Hochschule in Eichstätt aus einer Kalkbrekzie ein schwarz fossilisiertes Fragment eines Pferdezahnes erhalten und mir zur Untersuchung übergeben; ich danke Herrn Prof. Dr. F. X. Mayr verbindlich dafür.

Das Zahnfragment hat sich beim Vergleich mit vollständigen Zähnen als die hintere Lingualfalte (Entoflexid) mit Resten des Hypoconid-, Entoconid- und Metastylid-Pfeilers eines rechten unteren Prämolaren, wahrscheinlich des zweiten, erwiesen. Vorne und an der Labialseite gegen den Hypoconid-Pfeiler ist die Schmelzwand der Lingualfalte stark gefältelt. Die erhaltene Pfeilerhöhe beträgt 59 mm.

Mit 18,5 mm wird die Länge der Lingualfalte sehr beträchtlich und läßt auf eine Gesamtlänge des p_2 von etwa 45 mm schließen. Der Zahn muß also von einer Pferdeart stammen, die die Größe von *Equus caballus* weit übertraf und die der Gruppe um *Equus stenonis* Cocchi mit den Arten *süssenbornensis* Wüst, *mosbachensis* v. Reichenau, *bressanus* Viret erreichte. Eine solche Art ist auch in der nahe gelegenen altpleistocänen Fauna von Schernfeld bei Eichstätt (S. 54) enthalten. Das vorliegende Fragment stammt demnach aus dem Altpleistocän.

Die Fundstelle ist das Steinbruchgebiet in den Solnhofener Plattenkalken des Oberen Weißen Jura auf der Hochfläche nordwestlich von Eichstätt, und zwar ein derzeit nicht mehr betriebener Steinbruch ¾ km westlich von Wegscheid (vgl. Abb. 1, S. 20). Das Zahnstück war in einer Jurakalkbrekzie mit rotem Bindemittel enthalten gewesen. Diese Brekzie befand sich bereits auf Halde geworfen; die genaue Fundstelle hat sich nicht mehr ermitteln lassen; sie war inzwischen dem Abbau zum Opfer gefallen. Aber in den der Halde benachbarten Steinbrüchen kann man im Verlauf des Abbaus ähnliche rote Kalkbrekzien als

Füllungen oberflächennaher Klüfte beobachten; die Hauptmasse der Spaltenfüllungen bilden hier leider, wie so oft, fossilfreie gelbbraune bis dunkelbraune Lehme.

Roterde spielt als Bindemittel von Kalkbrekzien und als Bestandteil von Spaltenfüllungen fast bei allen altpleistocänen Fossillagerstätten Europas eine Rolle; sie dürfte ein Hinweis auf wenig feuchtes und noch nicht zu kühles Klima sein.

Die altpleistocäne Spaltenfüllung von Wegscheid liegt auf der gleichen Jurahochfläche wie diejenige von Schernfeld, nur 2 km östlich (S. 20). Da in anderen Bereichen des südlichen Fränkischen Jura bisher von uns ähnliche Roterdesedimente nicht beobachtet worden sind, erscheint das Eichstätter Gebiet während des frühen Pleistocäns bevorzugt. Dabei waren die Karstfüllungsvorgänge so stark von den ganz lokalen Verhältnissen der Sicker- und Karstwässer bestimmt, daß einerseits festverbackene, grobe Kalkbrekzien, andererseits lockere lehmige Sande sedimentiert werden konnten.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 2 | 65—68 | München, 1. August 1962

Über ein neues, montiertes Skelett von Halitherium schinzi KAUP (Sirenia).

Von K. Werner Barthel, München

Mit Tafel 7

Zusammenfassung

Montage und Ergänzung eines sehr vollständigen Skeletts von *Halitherium schinzi* Kaup aus dem Mitteloligozän des Mainzer Beckens werden kurz beschrieben. Es folgen wichtige Angaben über das Skelett selbst. Besonders wird auf die Bezahnung des Oberkiefers hingewiesen.

Summary

The fairly complete skeleton of a Middle Oligocene sirenian, *Halitherium schinzi* Kaup, was restored and mounted. Techniques and materials used in this task are briefly described. Attention is brought to outstanding features of the skeleton, especially to the dentition of the upper jaw.

In den Jahren 1956 und 1957 konnte die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie ein gut erhaltenes Rumpfskelett und den dazugehörigen Schädel einer fossilen Seekuh erwerben. Der ehemalige Besitzer, Herr Hans Adam hatte die Reste selbst mit großer Sorgfalt geborgen und nummeriert.

Die Fundstelle, eine Schottergrube im Besitz von Herrn Philipp Adam, liegt in den mitteloligozänen Meeressanden von Eckelsheim bei Alzey. Da die Skeletteile im Zusammenhang gefunden wurden, darf folgender Schluß gezogen werden: das Tier war verendet und der Kadaver driftete einige Zeit in der See. Dabei gingen die exponiertesten Körperpartien, der hintere Abschnitt des Schwanzes und die vorderen Extremitäten, verloren. Erwartungsgemäß müßte auch der Schädel fehlen, jedoch ist dieser bei den Sirenia sehr kräftig mit dem Rumpf verbunden; als der Kadaver auf Grund ging und eingebettet wurde, war der Zerfall offensichtlich noch nicht in einem Maße fortgeschritten, um das Ablösen vom Körper zu ermöglichen. Eine längere Zeit des Driftens darf zudem ausgeschlossen werden, weil Pachyostose des Rumpfskeletts und dadurch bedingtes hohes Gewicht der Knochen dem entgegenstanden.

Erhaltungszustand und Vollständigkeit waren Anreiz, die Montage des Skeletts in Angriff zu nehmen. Als erstes mußten die einzelnen Knochen von anhaftenden Sandresten und aufgewachsenen Balaniden befreit werden. Diese

Arbeit war mit einigen Schwierigkeiten verbunden, da weitgehende Verkieselung die Skeletteile sehr spröde und brüchig hatte werden lassen. Anschließend wurde naturgemäß mit der Zusammenstellung der Wirbelsäule begonnen. Es war besonders darauf zu achten, daß jeder Wirbel einzeln abnehmbar und späteren Bearbeitern leicht zugänglich sein sollte: die Wirbel wurden von unten gefaßt. Verschieden dicke Filzplättchen — je nach Lage innerhalb der Wirbelsäule — bilden den Ersatz der Fibrocartilago intervertebralis. Es braucht nicht besonders erwähnt werden, daß die Wirbel, entsprechend ihren Zygapophysen einander anzupassen waren, um die natürliche Biegung des Rückgrats zu erhalten. Anschließend konnte das Anlegen der Rippen vorgenommen werden, doch wurde auch hier infolge des hohen Gewichts jede Rippe einzeln montiert; dies war durch Vierkanteisen und die daran befestigten Klammern als Halterung möglich. Gegen Ende der Montage bereitete die Anbringung des schweren Schädels an die zarten Halswirbel insofern ein Problem, als die Eisenkonstruktion so zu führen war, daß sie vom Beschauer nicht störend empfunden wird. Daher mußte das vordere Stück des Trägereisens, dem die Wirbel des Rumpfes aufsitzen, so gebogen werden, daß es im Bereich der Halsregion unter den Neuralbogen verläuft. Jeder einzelne Halswirbel ist dabei nach Abnahme der Schädelhalterung ohne besondere Schwierigkeiten einer Untersuchung zugänglich. Auch die Befestigung des Schwanzes, sollte sie unsichtbar bleiben, war nicht ganz einfach. Da der Großteil des Schwanzskeletts aus Nachbildungen der Wirbel in Plastikmaterial besteht, wurde die Halterung innerhalb der Wirbelkörper geführt und der letzte Wirbel, dem ein Gewinde eingeschnitten wurde, lediglich aufgeschraubt.

Präparation und Eisenkonstruktion führte mit viel Geschick Hauptpräparator A. Schöberl aus.

Die Formung der fehlenden Teile des Skeletts oblag dem Verfasser. Es wurde darauf gesehen, daß nach Möglichkeit in der Größe passende Knochen oder Abgüsse von Individuen der gleichen Art zugrunde lagen. Das Handskelett mußte allerdings völlig Abbildungen und Maßen (Neumann 1936) nachgebildet werden. Als Formmaterial eignete sich Plastilin. Das fertige Plastilinmodell wurde sodann in einen zerlegbaren Gipsmantel eingebettet und nach Erhärten wieder daraus entfernt. In die entstandene Hohlform ließ sich leicht Kunstharz eingießen. Für unsere Zwecke eignete sich „Akemi" (Stein- und Marmorkitt der Fa. Erich Höntsch, Nürnberg) ausgezeichnet. Nach dem Abhärten des Kunstharzes war die Gipsform zu brechen; eventuelle Nähte wurden durch Abschleifen entfernt. Für die Montage hat Plastikmaterial den Vorteil, daß man darin bohren und, wie oben erwähnt, sogar Gewinde schneiden kann, eine Eigenschaft, von der auch bei der Konstruktion der Vorderextremitäten Gebrauch gemacht wurde.

Folgende Knochen, beziehungsweise Knochenpartien des Seekuhskeletts waren teilweise oder vollständig zu ergänzen: am Schädel der rechte I^1 und der linke Processus zygomaticus der Maxilla; an der Mandibula die oberen Partien der Rami einschließlich der Condyli; im Bereich der Wirbelsäule der Neuralbogen des 6. Cervicals und 14 Corpora teilweise, der 16. Rückenwirbel und 20 caudale

postsakrale Wirbel gänzlich; bei den Rippen die 1. rechte und 14. bis 15. der linken ebenfalls ganz. Es fehlten ferner der Sternalapparat, das Becken, die Femora und von den Vorderextremitäten, außer der linken Scapula, alles. Die Haemapophysen waren, bis auf eine, verloren gegangen oder konnten nicht geborgen werden.

Im folgenden werden einige wichtige Daten des Skeletts angeführt: Der sehr schön erhaltene Schädel (Taf. 7, Fig. 1, 2) mißt von den Condyli occipitales bis zur Spitze des I^1 310 mm. Er ist über die Jugalia maximal 160 mm breit. Deutlich sichtbar ist das starke Herabziehen der Praemaxillae bis nahe dem unteren Rand der Mandibula. Auf die Bezahnung des Oberkiefers ist besonders hinzuweisen. Sie ist bis auf P^1 sin., I^1 und P^{2-3} dext. komplett. Bunodonter Zahnbau läßt sich an P^{2-3} feststellen. Diese beiden Zähne und P^1 standen kurz vor dem Ausfallen. D^4 - M^{1-3} sind tief abgekaut. Neben den I^1 lassen sich keinerlei Spuren von weiteren I oder C entdecken. Ob eine kleine Grube hinter dem linken I^1 als Alveole eines weiteren I zu bedeuten ist, muß dahingestellt bleiben. Die Bezahnung der Mandibula ist nicht erhalten.

Die Wirbelsäule besteht aus 7 Hals-, 18 Rücken-, 3 Lenden-, 1 Sakral- und einer größeren Anzahl Postsakralwirbeln. Da die genaue Zahl der letzteren bisher nicht bekannt ist, wurden entsprechend Annahmen in der Literatur den sechs erhaltenen proximalen Schwanzwirbeln noch als Minimum 20 caudalwärts angefügt, so daß die Gesamtzahl der Postsakralwirbel an unserem Skelett 26 ist.

Zusammen mit den ergänzten Teilen der Wirbelsäule ergibt sich für das montierte Skelett von den I^1 bis zum Schwanzende eine Länge von 2,12 m.

Die vorhandenen Reste des Tieres, insbesondere Schädel und Bezahnung, lassen keinen Zweifel über die Zugehörigkeit zu Gattung und Art aufkommen. Es handelt sich um *Halitherium schinzi* Kaup. Nach den bei Lepsius (1882, S. 187) gemachten Angaben über die Größenverhältnisse dieser Sirenen-Art ist jedoch unser Exemplar ein kleines Tier, das nach dem Grad der Zahnabnützung voll erwachsen gewesen sein muß.

Der tonnenförmige Thorax tritt erst am fertig montierten Skelett richtig hervor. Die Pachyostose der Rippen ist so stark, daß die Zwischenräume derselben fast verschwinden und daß der Eindruck eines schildkrötenartigen Panzers erweckt wird. Ein Skelett der gleichen Art aus dem Naturhistorischen Museum zu Basel (Fig. 24 in Dechaseaux 1958, S. 349) zeigt die gleichen Eigenschaften des Thorax, aber in weit geringerem Ausmaß.

Entsprechend den Artikulationsflächen der Condyli occipitales und des Atlas hat der Schädel gegenüber dem Rumpf wenig Bewegungsfreiheit. Auch die Halswirbel und die Wirbelsäule lassen wegen ihrer Fortsätze nur geringen Spielraum für Bewegung gegeneinander. Verglichen mit rezenten Seekühen, müssen die das Skelett umgebenden Muskel- und Gewebmassen der Beweglichkeit des Körpers zudem nicht besonders förderlich gewesen sein. Bei der Montage wurde daher darauf geachtet, daß das in Schwimmstellung angeordnete Skelett, von oben gesehen, nur eine leichte Krümmung der Wirbelsäule zeigt. Die Vorderextremitäten sind entsprechend dieser Seitwärtskrümmung angepaßt.

Schriftenverzeichnis

Dechaseaux, C.: Sirenia. — S. 333—363, 35 Abb. in: Traite de Paléontologie, VI, **2**, Paris 1958, herausgeg. v. J. Piveteau.

Lepsius, G. R.: Halitherium Schinzi die fossile Sirene des Mainzer Beckens. — Abh. Mittelrhein. geol. Ver., **1**, 2, IV und 200 S., VIII Tafelerkl., Taf. 1—10, Darmstadt 1882.

Neumann, D.: Das Handskelett von *Halitherium Schinzi* Kaup. — Palaeontol. Z., **18**, S. 257—291, Taf. 18/19, 4 Abb., Berlin 1936.

Tafelerläuterung

Tafel 7

Fig. 1: *Halitherium schinzi* Kaup, Schädel von der Gaumenseite. (x 0,35)

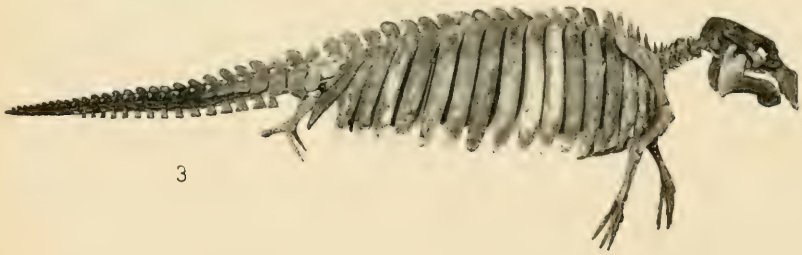
Fig. 2: *Halitherium schinzi* Kaup, Schädel und Unterkiefer von links. (x 0,35)

Fig. 3: *Halitherium schinzi* Kaup, montiertes und ergänztes Skelett von rechts. (x 0,05)

Die Originale zu Fig. 1—3 befinden sich in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, unter der Inventarnummer 1956 I 540.

1

2



3

Tafel 7

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 2 | 69—87 | München, 1. August 1962

Das Nördlinger Ries und die Meteortheorie

Von Richard Dehm, München

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Einerseits liefert die Meteortheorie für das Ries die erforderliche hohe Energie, während die bisherigen vulkanischen Deutungen hiezu nicht ausreichen. Andererseits zeigt das Ries zeitlich und räumlich so enge Beziehungen zum jungtertiären Vulkanismus und zum Bau der Süddeutschen Großscholle, insbesondere zum „Miniaturries" Steinheimer Becken und zu den Uracher Vulkan-Embryonen, daß ein Meteoreinschlag an dieser Stelle und zu diesem Zeitpunkt einen höchst unwahrscheinlichen Zufall bedeuten würde. Weitere Untersuchungen sind nötig.

Summary

A Ries meteor impact would bring the necessary high energy which is not given by the different theories of a volcanic Ries origin. But the Ries belongs to the same short Upper Miocene period as the volcanoes of southern Germany, especially as the nearby located Steinheim Basin and the „cryptovolcanic" basalt and basalt tuff craters and pipes of Urach in Wurttemberg. Therefore a meteor impact on this very spot and at this very time seems most unlikely. Further studies are necessary.

Inhalt

Einleitung 69
1. Die Ries-Phänomene 70
2. Die Meteortheorie 72
3. Der Zeitpunkt der Rieskatastrophe und die Zeiten des Vulkanismus in Süddeutschland 74
4. Der Ort der Rieskatastrophe in der Süddeutschen Großscholle 79
5. Ergebnis: Meteor-Theorie unwahrscheinlich 83
Schriftenverzeichnis 85

Einleitung

Die Entdeckung des Minerals Coesit in Gesteinen des Nördlinger Rieses durch die nordamerikanischen Geologen E. C. T. Chao und E. M. Shoemaker (Pecora 1960, S. 19) in Washington hat in den letzten Jahren die Frage nach der Entstehung des Rieskessels neu belebt. Coesit, eine Hochdruckmodifikation des Quarzes, ist in der Natur zuerst im Arizona-Krater (Meteor Crater, Barringer

Crater), einer unzweifelhaften Meteor-Einschlagstelle von 1,2 km Durchmesser nachgewiesen worden (Chao, Shoemaker & Madsen 1960, S. 220—222). Dann wurde es auch im Wabar-Krater in Südarabien und im Ashanti-Krater in Ghana, gleichfalls unzweifelhaften Meteorkratern, gefunden, ferner im Sprengkrater einer unterirdischen Atombombe in Nevada.

Seit mehr als hundert Jahren kennt man das Nördlinger Ries als eine Stelle, an der sich im jüngeren Tertiär *außergewöhnlich starke Kräfte* ausgewirkt haben müssen; ganz besonders hat man es mit bekannten vulkanischen Sprengtrichtern, den Maaren, verglichen und in ihm die Wirkung einer eigenartig modifizierten vulkanischen Explosion gesehen. Der Nachweis von Coesit läßt nun wieder an einen Meteoreinschlag als Energiequelle denken; Stutzers (1936, S. 510—523) Argumente zugunsten der Meteortheorie haben damals keine Anerkennung gefunden (u. a. Kranz 1937, S. 198—202). Heute wird, im Zusammenhang mit der Aktualität atomarer Sprengkräfte, das Ries in zahlreichen Aufsätzen, auch in der Tagespresse, mit Meteorkratern in Verbindung gebracht oder ausdrücklich als solcher erklärt (u. a. Pecora 1960, S. 19; Beals, Innes & Rottenberg 1960, S. 29; Dietz 1961, S. 55—56).

Bei der langjährigen Berührung mit der Geologie des Nördlinger Rieses haben wir uns (Schröder & Dehm 1950, S. 134) auch die *Meteordeutung* vorgelegt; sie schien uns einen ganz undenkbaren *Zufallstreffer* zu postulieren und daher abwegig zu sein. Die Möglichkeit eines Meteoreinschlages ist auf der Erde überall und jederzeit gegeben; er besitzt keinerlei, weder zeitliche noch örtliche Beziehungen zum geologischen Bau seines Aufschlagsortes. Etwaige solche Beziehungen könnten nur scheinbar sein; ihr Zusammentreffen wäre zufälliger Natur. Taucht bei einem geologischen Problem die Möglichkeit meteoritischer Entstehung auf, dann erwächst dem Geologen die Aufgabe, nicht nur die positiven Spuren des Meteors zu suchen, sondern auch die Frage nach etwaigen zeitlichen und örtlichen Beziehungen zwischen der Katastrophe und ihrem Ort zu überprüfen. Zu einer ausführlicheren Beurteilung der Meteortheorie dürfte es daher geraten sein, zunächst die wesentlichen Ries-Phänomene zusammenfassend zu überblicken und dann die zeitlichen und örtlichen Beziehungen zu untersuchen.

Für freundliche Mitwirkung durch Literaturhilfe und Diskussion des Riesproblems bin ich den Herren Konservator Dr. K. W. Barthel, Prof. Dr. F. Neumaier, Prof. Dr. E. Preuss, besonders über die Meteortheorie des Rieses, Prof. Dr. J. Schröder und Oberkonservator Dr. H. K. Zöbelein, sämtliche in München, gerne zu Dank verbunden.

1. Die Ries-Phänomene

Einige auffallende Phänomene haben die erste Aufmerksamkeit auf das Nördlinger Ries gelenkt; die speziellen, für die Deutung aber nicht weniger wichtigen, sind erst im Laufe der weiteren Erforschung erkannt worden.

a) Die auffallenden Ries-Phänomene

1. Das Nördlinger Ries bildet eine angenäherte Kreisform von 21 bis 24 km Durchmesser mit einer Eintiefung von 40 bis 150 m Tiefe gegen seine unmittelbare Umgebung.

2. Innerhalb des Rieses und um das Ries herum bis 25 km vom Riesrand entfernt finden sich die Gesteine des kristallinen Untergrundes, des oberen Keupers, des unteren, mittleren und oberen Juras und des älteren Tertiärs ortsfremd aus ihrer ursprünglichen Lagerung gerissen, aufs stärkste zertrümmert und durchmengt oder auch noch als einzelne größere Schollen im Schichtverband geblieben und weniger zertrümmert. Wo es die Aufschlüsse rings ums Ries erkennen lassen, liegen diese Massen („Bunte Breccie", „Weißjura-Gries") ortsfremd auf geglätteter und riesauswärts geschrammter Unterlage. Die Volumenberechnungen, ob die sämtlichen Trümmermassen rings um das Ries aus dem Rieskessel stammen können, werden dadurch erschwert, daß sowohl über die Größe des ursprünglichen Sprengtrichters als auch über die Menge der ursprünglichen Schuttmassen gewisse Annahmen gemacht werden müssen; diese Voraussetzungen können so gewählt werden, daß die Volumina in der Größenordnung einander entsprechen. Setzt man aber einen verkleinerten Sprengtrichter und eine gleichmäßige Verteilung der Schuttmassen in allen Sektoren rings um das Ries voraus, dann reicht der Rieskessel nicht aus.

3. Echtes magmatisches Gestein fehlt; Reich (1955, S. 111—112) schließt aber aus starken magnetischen Anomalien auf Basaltströme in der Tiefe und auf einzelne Basaltschlote. Ein pseudovulkanisches Gestein, der Suevit, ist im Innern selten, in den Randgebieten an etwa 150 Stellen nachgewiesen worden; es enthält kein echtes Magma, sondern besteht aus zertrümmerten und angeschmolzenen, zum Teil verglasten Komponenten kristalliner Gesteine. Stellenweise, besonders in gedrehten Bomben und Lapilli, zeigt es schlierig-blasige Fließstrukturen. Der Suevit ist erst nach den Trümmermassen entstanden; er durchschlägt sie.

4. Der Rieskessel ist im Innern bis zu einer Tiefe von 250—320 m (Reich 1955, S. 47) und an den Rändern mit Süßwasserkalken, -mergeln und -tonen obermiocänen und zwar sarmatischen Alters erfüllt (vgl. S. 74).

b) Die speziellen Ries-Phänomene

5. Im Suevit und in den beanspruchten kristallinen Gesteinen befinden sich ungewöhnliche Mineralien: „wasserhelles isotropes Mineral" (Gümbel 1891, S. 204); „ein stark lichtbrechendes Mineral" (v. Ammon 1904, S. 173, 180, Abb. 14); „isotrop gewordener Feldspat", „Neubildungsprodukte von geschmolzen gewesenen Feldspaten", „dunkelgrünes Mineral", „farbloses Mineral" u. a. (Oberdorfer 1905, S. 18—23, Taf. 1); Coesit (Nachweis durch Chao und Shoemaker 1960).

6. Außer Suevit gibt es „Granitische Explosionsprodukte" (Branca 1903, 47—63); kristallines Gestein tritt fein zerstäubt als Gangfüllung in Kristallin oder auch in Weißjura auf.

7. Die Rieströmmermassen und die Suevit-Eruptionsstellen sind nicht gleichmäßig um das Ries verteilt, im Nordwesten und Norden viel weniger als im Süden und besonders Südwesten. Ob aber die Reuterschen Blöcke, aufgelagert auf Obere Süßwassermolasse zwischen Donau und Augsburg, aus dem Ries stammen, ist unbewiesen.

8. Aus dem Auftreten von fossilführenden Süßwassersedimenten des Tortoniums sowohl in den betroffenen, vorriesischen Gesteinen als auch in der nachriesischen Kesselfüllung ergibt sich das Alter der Rieskatastrophe als intratortonisch (vgl. S. 74).

9. Vor- und nachriesische Tektonik ist nachweisbar.

10. Eine nachriesische Abtragung und Ausräumung hat stattgefunden; sie war aber nicht so bedeutend, daß nicht die ursprüngliche Gestalt des Rieskessels und die vor- und nachriesischen Gesteine in großem Umfange erhalten geblieben wären.

11. Das Riesgebiet hat bereits vor der Rieskatastrophe als Ablagerungsraum für Gesteine gedient, die in den benachbarten Juragebieten wenig oder nicht vorhanden sind, so für oberoligocänen Süßwasserkalk und altobermiocänen Lepolith.

12. Der Ort des Rieses weist Beziehungen zum geologischen Bau innerhalb der Süddeutschen Großscholle auf (vgl. S. 79).

Die Erforschung des Nördlinger Rieses hat von Anfang an gezeigt, daß dort eine ganze Anzahl besonderer geologischer Phänome der Erklärung harren. Dabei hat es mehrfach geschehen können, daß eines oder wenige Phänomene überbetont und statt einer Gesamt- nur einer Teilerklärung zugeführt wurden. Die Entdeckung ortsfremder Massen auf geglätteter und riesauswärts geschrammter Unterlage führte zur Vorstellung eines Riesgletschers (C. Deffner, E. Koken). Die Betonung der gewaltigen Sprengung mit Sprengtrichter und riesauswärts geschleuderten und geschobenen Trümmermassen ringsum wurde zur Grundlage einer „reinen Sprengtheorie" (E. Suess, W. Kranz). Die seltsame Vergriesung der Oberjurakalke in Verbindung mit kleintektonischem Hackwerk in manchen Ries-Randgebieten ließ eine vorwiegend tektonische Deutung des Rieses mit alpinen Druckkräften entstehen (C. Regelmann, R. Seemann). Für die Erforschungsgeschichte des Rieses waren alle diese Vorstellungen bedeutsam, da sie jeweils neue Phänomene ins Licht rückten und zu weiteren, genaueren Beobachtungen vielseitig anregten. Beeindruckt von der Vielfalt der Erscheinungen entwickelten W. Branca & E. Fraas eine weniger einfache „Hebungs-Explosions-Theorie", mit „örtlichen Aufbrüchen", die auch J. Schröder und der Verfasser ihrer Erklärung zugrunde legten.

2. Die Meteortheorie

Beim gegenwärtigen Stand der Diskussion um die Entstehung des Rieses liegt das Hauptgewicht auf denjenigen Beobachtungen und Überlegungen, welche als Kriterium für einen Meteorkrater dienen können:

Kreisform
Hochdruck-Mineralien
Zertrümmerung und Überschiebungen
Pseudovulkanisches Gestein (Suevit)
Energiebilanz.

Zwar ist das Ries schon durch O. Stutzer (1936, S. 510—523) als Meteorkrater gedeutet worden, zwar wurden in der Riesdiskussion mehrfach Meteorkrater und ihnen ähnliche Kreisstrukturen zum Vergleich herangezogen: Serpent Mound, Arizona-Krater u. a. in Nordamerika, Vredefort-Bergland in Südafrika, Köfels in Tirol (vgl. Kranz 1937a, 198—202; 1938, 113—138; 1949, 159—160). Aber jetzt erst erhält durch die exakten Fragen nach der Höhe der erforderlichen Energie, der Drucke und der gesamten Energiebilanz der Vergleich des Rieses mit Meteorkratern Bedeutung. Die bisherigen Vorstellungen über die Energiebilanz bei vulkanischen Explosionen bleiben demgegenüber unzureichend und sind zu überprüfen. Ganz augenscheinlich aber kann die Meteortheorie des Rieses die Höhe des Energiebetrages und die Art seiner Vernichtung liefern. Sie erklärt die Kreisform, sie liefert die momentane Energie für die Hochdrucke zur Coesitbildung und Vergriesung und zu den Überschiebungen und das pseudovulkanische Aufschmelzen der kristallinen Gesteine zum Suevit. Bei der Annahme eines schrägen Auftreffens aus NNO nach SSW könnte auch die von einigen betonte, von anderen bestrittene Unsymmetrie in der Verteilung von Trümmermassen und Sueviten, nämlich ihr Vorwiegen im Süden und Südwesten (Schröder & Dehm 1950, S. 127—130, Abb. 3) eine Erklärung finden.

So sehr diese wesentlichen Punkte zugunsten der Meteortheorie des Rieses sprechen, ist es doch erforderlich, den Gesamtkomplex der Phänomene im Auge zu behalten. Denn Meteoreinschläge zeichnen sich durch zweierlei aus:

1. Sie sind von außen kommende Ereignisse, ohne jede Beziehungen zu den geologischen Strukturen des Einschlagortes. Lediglich die Art der Auswirkungen der Meteor-Energie könnte durch die am Ort gegebenen Strukturen und Gesteine modifiziert werden.

2. Solch große Meteoreinschläge, daß sie geologisch erkennbare Wirkungen hervorbringen, sind äußerst seltene Ereignisse; an sicheren oder vermuteten Vorkommen stellt R. S. Dietz (1961, S. 54—55) für Nordamerika 27 zusammen, für Europa 3 (Ries, Steinheim, Krater Sall auf Ösel; dazu käme noch Köfels in Tirol, Kranz 1937c, S. 50—55), für Afrika mit Arabien 4, für Australien 4. Aus dem (nach anderen unzulässigen) Vergleich mit der Dichte der Mondkrater schließt Dietz (S. 51) aber auf eine Zahl von 50000 Riesenmeteoriten auf der Erde während der letzten 500 Millionen Jahre. Das würde bedeuten, daß bei 500000000 qkm Erdoberfläche 1 Riesenmeteor auf 10000 qkm käme, also auf Nordamerika 2400, auf Afrika 2980, auf Europa 1000 usw., ganz offensichtlich das unrichtige Ergebnis einer Rechnung mit unzutreffenden Voraussetzungen. Selbst bei aller Berücksichtigung der Abtragung können große Meteoreinschläge nur ganz vereinzelte Ereignisse gewesen sein. Auch aus den Ausführungen von

Dietz (1961, S. 58) über die möglichen fürchterlichen Folgen, die der Einschlag eines Riesenmeteors im Meere haben müßte, geht dies hervor; ein solcher Einschlag in der Mitte des Atlantischen Ozeans könnte nach Dietz eine Flutwelle von 20000 Fuß (= 6650 m) Höhe erzeugen. Als Folgen einer solchen Katastrophe könnte man sich allenfalls so seltene Bildungen wie Wildflysch und ähnliche Sedimente vorstellen. Aber nach der Schätzung von Dietz müßten während der letzten 500 Jahrmillionen, d. i. seit dem Kambrium, auf die 361000000 qkm umfassenden Ozeanflächen 36100 Riesenmeteore niedergegangen sein.

Das Ries ist der weitaus überwiegenden Zahl der bisherigen Betrachter nicht als ein isoliertes, zur Umgebung beziehungsloses Gebilde erschienen. Im Gegenteil, zeitliche und örtliche Beziehungen schienen von Anfang an gerade beim Nördlinger Ries so ausgesprochen gegeben zu sein, daß es immer wieder nicht nur mit dem jungtertiären Gesamtvulkanismus von Mitteleuropa, sondern auch mit den seit Beginn des Mesozoikums geprägten Großstrukturen des geologischen Baues von Süddeutschland in Zusammenhang gebracht worden ist.

3. Der Zeitpunkt der Rieskatastrophe und die Zeiten des Vulkanismus in Süddeutschland

Das Nördlinger Ries gehört zu den wenigen fossilen Trichtern, bei denen das geologische Alter mit großer Genauigkeit angegeben werden kann. Es muß jünger sein als alle betroffenen Gesteine und älter als alle nicht betroffenen. Als bisher jüngster Bestandteil der bei der Katastrophe entstandenen Bunten Trümmermassen ist ein Landschnecken führender Lepolithkalk ermittelt worden; er gehört dem älteren Obermiocän, dem Tortonium, an; an etwa 50 Stellen, besonders im Westen und Osten des Rieses, ist er gefunden worden.

Nach der Katastrophe ist der Rieskessel von limnischen Gesteinen erfüllt und besonders an den Rändern von fossilführenden Süßwasserkalken ausgekleidet worden. Fossilfunde werden von rund 70 Stellen genannt; einige davon, Spitzberg bei Appetshofen, Adlerberg bei Nördlingen, Goldberg bei Pflaumloch, Trendel bei Ursheim, haben artenreiche Faunen geliefert, die in das jüngere Obermiocän, in das Sarmatium, gehören. Das Riesereignis ist demnach bisher zwischen älterem und jüngerem Obermiocän eingestuft worden.

Bei der pollenanalytischen Untersuchung des Bohrprofils Deiningen I in der limnischen Füllung des Rieskessels fand nun Rein (1961, S. 165) die Probe aus Teufe 110 m dem Sarmatium zugehörig, diejenige aus Teufe 250 m aber dem Tortonium. Danach wäre die Rieskatastrophe innerhalb des Obermiocäns etwas früher, vor die Wende Tortonium/Sarmatium, nämlich in das jüngere Tortonium einzustufen.

Süddeutschland hat nach dem Rotliegend-Vulkanismus der variszischen Ära des Spät-Paläozoikums nur noch einmal eine vulkanische Periode durchgemacht, und zwar im jüngeren Tertiär. An zahlreichen Stellen hat sich aus der strati-

graphischen Lage, aus fossilführenden Tuffen, Maarfüllungen u. a. das genauere Alter ermitteln lassen. Danach dauerten die vulkanischen Vorgänge vom (Aquitanium?) Burdigalium bis in das Pontium.

Eine Reihe von Vulkangebieten zieht durch das nördliche Süddeutschland. Beim Vogelsberg, der größten Vulkanmasse des Gebietes, spricht die Fauna „eher für älteres Miozän (Burdigal/Helvet), weniger für Torton/Sarmat" (Tobien 1954, S. 588). Die Rhön-Basalte und -Basalttuffe können in das Tortonium und Sarmatium eingestuft werden (Schuster VI, S. 137—139). Die Serie der oberpfälzisch-oberfränkischen Vulkane vom Hohen Parkstein bei Weiden, Rauhen Kulm bei Neustadt am Kulm u. a. steht über den Reichsforst mit dem nordböhmischen Basaltgebiet in Verbindung, dessen Alter als oberoligocän bis obermiocän (und pleistocän?) gilt. Mangels Beziehungen zu fossilführenden Tertiärgesteinen kann das Alter einzelner kleinerer Basalte, Phonolithe und zugehöriger Tuffe nicht enger eingegrenzt werden: Basalte und Phonolithe von Aschaffenburg (Obermiocän-Pliocän), Basalte des Grabfeldes, Basalt von Oberleinleiter bei Heiligenstadt und Basalte bei Kulmbach; diese Vorkommen gleichen in ihrem Auftreten und Gesteinscharakter den anderen, nur fehlen mangels begleitender fossilführender Ablagerungen die Möglichkeiten zur Altersbestimmung; es liegt aber kein Grund vor, sie nicht den übrigen jungtertiären Vorkommen gleichzustellen.

Im südlichen Süddeutschland zieht sich eine Reihe von Vulkangebieten von Südwesten auf die Mitte hin: Kaiserstuhl, Hegau-Vulkane, Uracher Vulkan-Embryonen, und in deren Fortsetzung, aber frei von echten vulkanischen Gesteinen, das Steinheimer Becken und das Nördlinger Ries. Diese fünf Gebilde sind gelegentlich als eine genetisch zusammenhängende Reihe aufgefaßt worden, z. B. als der „Südrheinische Vulkanbogen" (Cloos 1939, 473—477); doch haben der Kaiserstuhl und die Hegau-Vulkane nicht ganz übereinstimmendes Alter.

Der Kaiserstuhl im Oberrheingraben ist frühmittelmiocän, burdigal, vielleicht auch aquitan (Tobien 1958, S. 4—5), nicht obermiocän wie früher vermutet. Der dem Kaiserstuhl nächst gelegene Limberg gehört ins Jungburdigalium (Tobien 1958, S. 4—5).

Bei den Hegau-Vulkanen enthalten limnische Schichten, in die Tuffe und Tuffite eingeschaltet sind, u. a. die bekannte obermiocäne, wohl sarmatische, Fauna und Flora von Öhningen am Schienerberg und die reiche unterpliocäne Fauna vom Höwenegg; die vulkanische Tätigkeit dauerte hier also vom jüngeren Tortonium bis zum Pontium.

Die etwa 185 Uracher Vulkan-Embryonen bilden eine auf der Erde wohl einzigartige Gruppe von Maaren, Maarresten, Gängen und Stümpfen (Branco 1894, S. 505—997; 1896, S. 1—337; Cloos 1942, S. 705—800; Gg. Wagner 1956, S. 108—126). Sie entstammen dem in der Tiefe steckengebliebenen „Schwäbischen Vulkan" (Cloos); wenn es auch keine übereinstimmende Gruppe gibt, so lassen sich nach Cloos (1942, S. 790—794) doch gewisse Vergleiche durchführen: mit Vulkanschloten in Missouri und in Schottland, besonders aber

in der Gestalt der Einzelschlote und im Vorkommen von großen Sinkschollen innerhalb der Schlote mit den Kimberlitschloten von Südafrika. Einige der Uracher Maare, wie das Randecker Maar, die Maare von Böttingen, Hengen, Laichingen und Würtingen enthalten fossilführende limnische Ablagerungen obermiocänen Alters; besonders die Fauna von Laichingen ist artenreich und enthält nur Arten, die auch in Steinheim vorkommen (Branco 1895, S. 187—188); sie ist also sarmatischen Alters. Das Maar selbst muß kurz vorher, an der Wende Tortonium/Sarmatium oder im jüngeren Tortonium entstanden sein. Gründe, für die anderen Uracher Vulkan-Embryonen andere Bildungszeit anzunehmen, liegen nicht vor.

Das Steinheimer Becken bei Heidenheim an der Brenz stellt mit 2,5 km Durchmesser eine „Miniaturausgabe des Rieskessels bei Nördlingen" dar (Gümbel 1891, S. 185); es wurde zusammenfassend durch Kranz, Berz & Berckhemer (1924, S. 1—138) bearbeitet. Wie das Ries zeigt es Transport älterer Formationen aus der Tiefe in die Höhe des Oberen Weißen Juras, Gesteinszertrümmerung und Fehlen eines vulkanischen Gesteins. Im Steinheimer Becken kommt Strahlenkalk (shatter cones) vor und wird u. a. von Dietz (1961, S. 53) als Hinweis auf einen Meteoreinschlag gewertet, ebenso wie Rohleder (S. 463—468) das Steinheimer Becken aus anderen Gründen als Meteorkrater betrachtet hat, worin ihm Kranz u. a. nicht gefolgt sind. Das Becken enthält eine Serie von Süßwasserschichten, die durch ihren Reichtum an Säugetierresten und Land- und Süßwassermollusken berühmt ist. Die Hauptfauna gehört in das Sarmatium. Sichere Hinweise, daß die tiefsten Schichten, die Kaltwasserschichten, nicht in das Sarmatium, sondern in das Tortonium einzustufen sind, haben sich nicht ergeben. Da sich wohl auch hier der Kessel alsbald nach seiner Bildung mit Wasser gefüllt hat, muß seine Entstehungszeit auf die Wende Tortonium/Sarmatium, allenfalls jüngeres Tortonium angesetzt werden, wie bei den Uracher Vulkan-Embryonen.

In der Verlängerung der Reihe Hegau — Urach — Steinheim liegt schließlich das Nördlinger Ries, gleichfalls von obermiocänen und zwar sarmatischen Süßwasserschichten erfüllt.

Spuren eines jungtertiären Vulkanismus haben sich auch im voralpinen Molassegebiet zwischen Alpen und Donau gezeigt. Die von Malgersdorf in Niederbayern über Landshut und Augsburg nach Krumbach in Schwaben verfolgbaren Bentonite entstammen einem noch nicht lokalisierten Vulkanismus des Molassegebietes (Lemcke, v. Engelhardt & Füchtbauer 1953, S. 73—75); bis in die Schweiz haben sich die Bentonite nachweisen lassen (Pavoni 1958, 299—304). Sie halten sich innerhalb der Oberen Süßwassermolasse mit einer oder zwei Lagen etwa an die Grenze Tortonium/Sarmatium. Etwa in dem gleichen Niveau, im Oberen Tortonium, befindet sich bei Gallenbach nordöstlich von Augsburg ein „vulkanischer Brockhorizont" mit Auswürflingen jungmesozoischer Gesteine (Stephan 1952, S. 76—85; vgl. auch Büchi & Hofmann 1945, S. 337—343). Nathan (1957, S. 139—140) hat in der Bohrung Tuchfabrik Busse in Nördlingen innerhalb der obermiocänen Riessee-Sedimente in 34,5 m Teufe

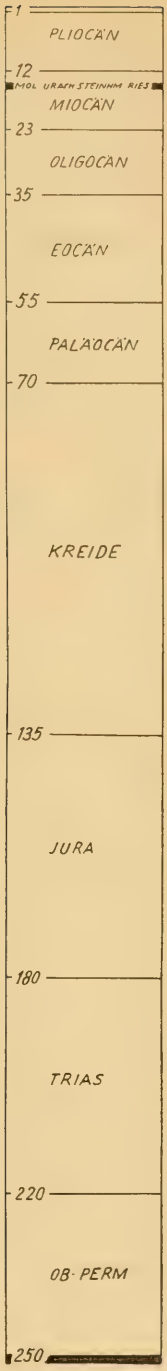


Abb. 1: Das Nördlinger Ries in der Zeittabelle zwischen Perm-Vulkanismus und heute; es fällt in den gleichen kurzen Zeitausschnitt wie die Molasse-Bentonite (MOL), die Uracher Vulkan-Embryonen (URACH) und das Steinheimer Becken (STEINHM). Zeitmaß in ¦Jahrmillionen nach Kulp (1960, S. 23).

eine mindestens 10 cm mächtige Lage von Bentonit festgestellt; daraus ergibt sich, daß einerseits die Bentonite des Molassegebietes nicht der Rieskatastrophe entstammen, daß sie ihr aber andererseits zeitlich sehr rasch gefolgt sind.

Die Rieskatastrophe, während des Tortoniums, fällt also in die jungtertiäre Hauptzeit des mitteleuropäischen Vulkanismus vom Oberoligocän bis zum Mittelpliocän. Zur Abschätzung der Wahrscheinlichkeiten des Zusammentreffens der verschiedenen Vorgänge seien die absoluten Jahreszahlen für die Zeiträume betrachtet (Abb. 1); dabei werden die Angaben nach Kulp (1960, S. 23) zugrunde gelegt. Seit dem Vulkanismus des ausgehenden Rotliegenden, dem letzten vortertiären des Gebietes, sind $250 \cdot 10^6$ Jahre bis heute anzusetzen. Die Gesamtreichweite des tertiären Vulkanismus umfaßt in Mitteleuropa Ober-Oligocän bis etwa Mittel-Pliocän, das sind etwa $21 \cdot 10^6$ Jahre; in diesen Ausschnitt von 8,4% der Gesamtzeit fällt auch die Rieskatastrophe. Vergleicht man aber, was natürlicherweise richtiger ist, mit dem Ries die ihm nächstgelegenen Vorkommen, nämlich das Steinheimer Becken, die Uracher Vulkanregion und die Bentonite der Oberen Süßwassermolasse, so engt sich der gemeinsame Zeitraum auf das Tortonium und zwar unter Ausschluß dessen unteren Teils ein. Setzt man das Miocän auf 11 Jahrmillionen an und rechnet für jede der 5 Stufen Aquitanium — Burdigalium — Helvetium — Tortonium — Sarmatium durchschnittlich 2,2 Jahrmillionen, so treffen auf das halbe Tortonium 1,1 Jahrmillionen. Das heißt also: in eine Zeitspanne, die nur 0,44% der ganzen Zeit umfaßt, fallen sowohl die Uracher Vulkaneruptionen, die Entstehung des Steinheimer Beckens und die Eruptionen der Bentonite als auch die Rieskatastrophe.

Das zeitliche Zusammentreffen des Riesereignisses mit dem obermiocänen Vulkanismus würde natürlich dann an Gewicht verlieren, wenn eine solche Katastrophe im Gebiet nicht einmalig, sondern mehrmals, zeitlich und räumlich gestreut, nachweisbar oder wenigstens angedeutet wäre. Die geologischen Gegebenheiten wären in Süddeutschland für einen solchen Nachweis nicht gerade ungünstig. Mindestens seit der Zeit des Oberen Jura haben große landfeste Flächen frei gelegen; Trichter und Schütterzonen in der Art des Rieses müßten auch bei Abtragung mehrerer hundert Meter Gesteins noch erkennbar geblieben sein. Reliktgesteine aus Trias, Jura und Kreide spielen ja in der Landschaftsgeschichte Süddeutschlands eine große Rolle. Auch aus vorjurassischer Zeit wären in Süddeutschland meines Erachtens in den zum Teil seit dem Tertiär freigelegten Buntsandstein- und Keupergebieten noch manche Möglichkeiten gegeben, Spuren solcher Katastrophen anzutreffen. Wie allgemein bekannt, hat sich bisher keinerlei Hinweis auf weitere Riese, auch nicht auf viel kleinere, ergeben.

Das Nördlinger Ries ist ein für Süddeutschland einmaliges Ereignis, allenfalls mit dem „Miniaturries" von Steinheim vergleichbar. Zeitlich trifft es ganz eng mit der Hauptphase des mitteleuropäischen Tertiärvulkanismus zusammen, ebenso wie das Steinheimer Becken und die gleichfalls einmaligen Uracher Vulkan-Embryonen. Das Nördlinger Ries ist also in einer besonderen und nicht zu übersehenden Weise zeitlich in den jungtertiären Vulkanismus einbezogen.

4. Der Ort der Rieskatastrophe in der Süddeutschen Großscholle

Das Nördlinger Ries befindet sich etwa in der Mitte der heutigen „Südwestdeutschen Großscholle" (Carlé 1952, Taf. 1, Fig. 4—9), diese bildet ein großes, fast gleichseitiges Dreieck mit 450 km Seitenlänge; Nordwestseite = Oberrheingraben und Hessische Senke als Teil der Mittelmeer-Mjösen-Zone, Nordostseite = die ostbayerischen variszischen und prävariszischen Grenzgebirge; Südseite = Nordalpen (Abb. 2). In dieser Großscholle spielen drei tektonische Richtungen eine Rolle: die rheinische, SSW-NNO, nur im Westteil, die schwäbische, WSW-ONO, besonders im Kerngebiet, die hercynische, NW-SO, verstreut über das ganze Gebiet.

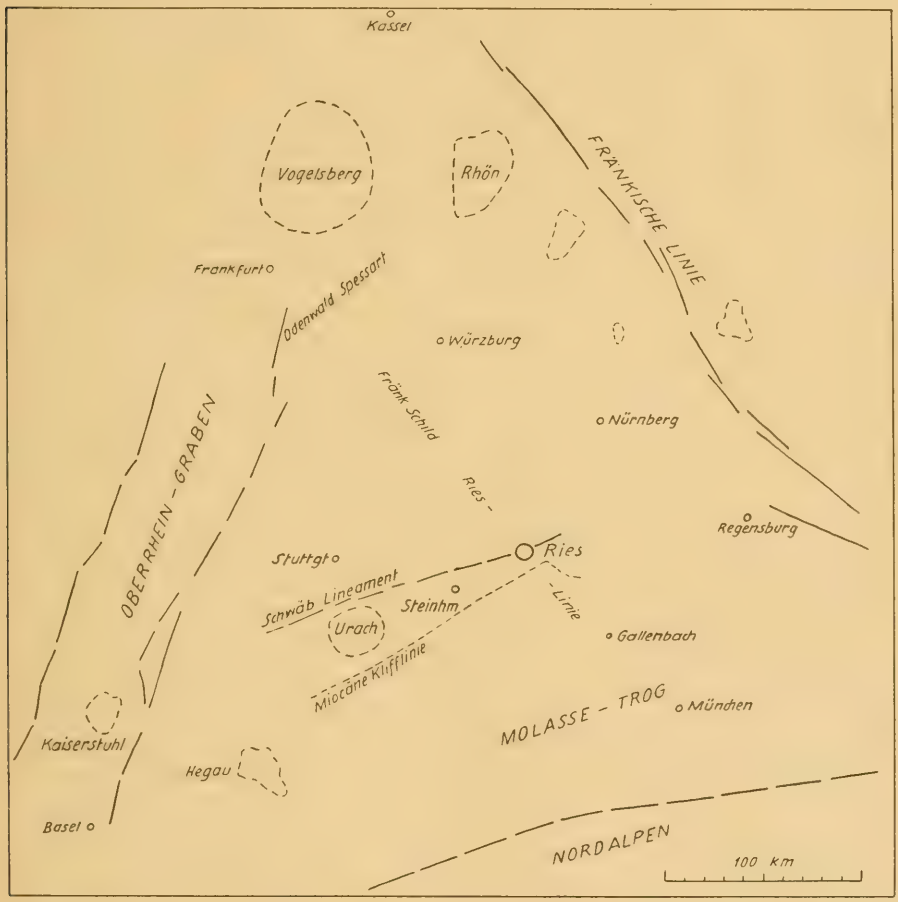


Abb. 2: Lageskizze des Nördlinger Rieses in der Süddeutschen Großscholle. Die jungtertiären Hauptvulkangebiete sind umstrichelt. Der Skizze liegen zugrunde die Angaben und Kartenskizzen von Breyer 1956, Carle 1950, besonders Carle 1952, Schmidt-Kaler 1961, Seibold 1951 und Stephan 1952.

a) Der Ort der Rieskatastrophe zeigt sich mehrfach mit der schwäbischen WSW-ONO-Richtung verbunden. Zunächst durch das Schwäbische Lineament, die wichtigste lineare Struktur Württembergs (Seibold 1951, S. 285—324); es fällt nach Seibold mit dem zentraleuropäischen Hauptscheitel zusammen und ist als eine präriesisch durchgepauste variszische Tiefenstruktur zu verstehen; der Westrand des Rieses schneidet das Lineament ab; am Ostrand hat sich die Fortsetzung gefunden (Schmidt-Kaler 1961, S. 192). Das Nördlinger Ries liegt also nicht nur im Mittelpunkt der Süddeutschen Großscholle, sondern zugleich auf deren wichtigster WSW-ONO-Linie. Bereits in der Oberfläche des Varistikums, wie es die seismischen Messungen erkennen lassen, zeichnet sich die WSW-ONO-Richtung ab; vom mittleren Schwarzwald zieht nach Ostnordosten eine Reihe von Einmuldungen unter dem Uracher und Steinheimer Gebiet zum „Buckel" des Rieses (Breyer 1956, S. 33, Abb. 6). Die WSW-ONO-Richtung bedeutet ja in Süddeutschland seit mesozoischen Zeiten die Richtung der variszisch geprägten Vindelizischen Schwelle, die die alpin-mediterrane Geosynklinale vom epikontinentalen Sedimentationsraum der Germanischen Trias trennte. Das Gebiet des Nördlinger Rieses lag daher während des Mesozoikums zeitweise auf der Schwelle und bildete vom Buntsandstein bis zum Mittleren Keuper gegenüber dem germanischen Sedimentationsbecken im Norden und Nordwesten ein sedimentationsfreies Hochgebiet. Vom Oberen Steinmergelkeuper bis zum Oberen Weißen Jura war es in den germanischen Sedimentationsraum einbezogen. Nach der Trockenlegung während Kreide und Alttertiär, zusammen mit dem Hauptteil des übrigen Gebietes, bildete es im jüngeren Tertiär das Hochgebiet gegen Süden und Südosten, gegen das Molassebecken; die Klifflinie des mittelmiocänen Molassemeeres verläuft hart südlich des Rieses in der schwäbischen WSW-ONO-Richtung; ebenso reicht die Obere Süßwassermolasse von Südosten eben an das Riesgebiet. Parallel zur Klifflinie und nach Ostnordosten darüber hinaus bildet die das Absinken der Juraplatte bezeichnende „Donau-Flexur" den Südrand des Vorrieses und zugleich den generellen Nordrand des Molassebeckens gegen den Schwäbischen und den südlichen Fränkischen Jura. Die WSW-ONO-Linie durch das Riesgebiet bildet also zugleich eine die Sedimentation seit dem Mesozoikum bestimmende Kippungsachse bzw. ein Scharnier.

Die gleiche WSW-ONO-Richtung wird auch von der Reihe Uracher Vulkan-Embryonen über Steinheimer Becken zum Nördlinger Ries eingehalten, wobei noch die bekannte Abnahme der Magmaförderung und Zunahme der explosiven Erscheinungen den Eindruck einer Reihe verstärken, zumal wenn man die Hegau-Vulkane einbezieht.

In WSW-ONO-Richtung zieht die bedeutende magnetische Anomalie vom Uracher Gebiet zum Steinheimer, erreicht aber das Ries nicht; dort erscheinen Anomalien, die nach Reich (Reich & Horrix 1955, S. 111—112) „mit basaltischen Ergußsteinen in Beziehung gebracht werden müssen".

b) Der Ort der Rieskatastrophe wird nun aber noch dadurch betont, daß er auch auf einer hercynischen, NW-SO-Linie liegt, die seit den Untersuchun-

gen von Gg. Wagner am fränkischen Muschelkalk (1913, S. 445—447) im paläogeographischen Bild Süddeutschlands mehrmals eine Rolle spielt; es ist ein von der Vindelizischen Schwelle über das Riesgebiet nach Nordwesten laufender Sporn, die Gammesfelder Barre, wie sie Gg. Wagner bezeichnet hat. Im Bild des varistischen Untergrundes des schwäbisch-fränkischen Triaslandes tritt sie bereits hervor; die „Ries-Tauber-Barre" zieht in SO-NW-Richtung gegen den Spessart und bildet das beherrschende SO-NW-Element des paläogeographischen Bildes (Breyer 1956, S. 33, Abb. 6). Als „Riesbarre" macht sie sich während des Mesozoikums mehrmals durch Sedimentationslücken und durch Faziesänderungen in ihrer Umgebung bemerkbar (P. Dorn 1937, 1—44). Der Oberste Weiße Jura ist nur im Südlichen Fränkischen Jura bei Neuburg an der Donau erhalten geblieben; vielleicht war er weiter südwestlich, im Schwäbischen Jura, infolge Hebung dieses Gebietes gegenüber dem nordöstlichen, schon gar nicht mehr abgelagert worden. Nach der Trockenlegung der ganzen Schichttafel in der Unterkreide bleibt jedenfalls auch während der Oberkreide der Westen sedimentfrei; von Osten her reicht das Oberkreide-Meer eben noch an das Gebiet des Nördlinger Rieses heran. Also im Osten des Rieses Sedimentationsgebiet, im Westen Hochgebiet. Dieses Verhältnis kehrt sich im Tertiär um; von Südwesten her greifen Ausläufer der Molasse-Sedimentation bis in das Riesgebiet, während der Südliche Fränkische Jura östlich des Rieses davon zunächst frei bleibt. Die Untere Süßwassermolasse reicht von Ulm her mit chattischen Süßwasserkalken bis zum Ries und ein Stück nach Norden darüber hinaus bis Treuchtlingen (W. Wagner 1960, S. 137—138), aber nicht nach Osten auf den südöstlichen Teil des Fränkischen Jura. Desgleichen läuft die mittelmiocäne Klifflinie auf über 120 km aus Südwesten bis nahe an das Ries heran und biegt unmittelbar südöstlich des Rieses, bei Harburg, nach Südosten ab, so daß der südliche Fränkische Jura mit Ausnahme der unmittelbaren Umgebung von Donauwörth (Schetelig 1960) vom mittelmiocänen Meer nicht mehr berührt wird. Während des Obermiocäns kommt es zu einem Ausgleich; die Obere Süßwassermolasse reicht mit kalkiger Randfazies sowohl auf den Schwäbischen wie auf den südlichen Fränkischen Jura jeweils randlich hinauf. Für das Obere Pliocän und Pleistocän ist wieder bemerkenswert, daß die dem Riesbereich zugehörige und die alte NW-SO-Richtung einhaltende Wörnitz zusammen mit der nahen Altmühl das Gefälle nach Südosten zur Donau hat beibehalten und damit dem jungen Angriff des Rhein-Systems bis heute hat trotzen können. Das junge tektonische Element im heutigen schwäbisch-fränkischen Triasgebiet ist der Fränkische Schild, nordwestlich des Rieses gegen den Spessart zu, gleichfalls auf der SO-NW-Linie gelegen. Stephan (1952, S. 80—82, Abb. 2) verlängert die „Ries-Linie" vom Odenwald-Spessart-Schild über den Fränkischen Schild und das Nördlinger Ries nach Südosten weiter zum „Augsburger Hoch" (Reich 1949, S. 81—87), in welchem auch der Eruptionsherd für den vulkanischen Brockhorizont von Gallenbach zu vermuten ist.

Die NW-SO-Linie durch das Riesgebiet bezeichnet also gleichfalls, wie die WSW-ONO-Linie, eine höchst bedeutsame, seit dem Varistikum immer

wieder bis in das Känozoikum bemerkbare Achse für Schaukelbewegungen innerhalb des süddeutschen Sedimentationsraumes, „das Scharnier für die oft gegenläufigen Bewegungen der so ähnlich gebauten Albteile beidseits des Rieses“ (Carlé 1950, S. 20).

c) In einem weiträumigen, in den Tiefenstrukturen begründeten Zusammenhang mit den vulkanischen Bildungen in West- und Süddeutschland hat als erster Deecke (1925, S. 96—111) das Nördlinger Ries gesehen; er kann durch ein überraschend einfaches System von Geraden und Kreisen auf der Karte die Vulkan- und Thermengebiete Mitteleuropas miteinander in Verbindung bringen. Dreißig solcher Beziehungen führt er auf; bei sieben davon ist das Ries beteiligt. „Als Schluß ergibt sich also, daß im Innern der Erdkruste großzügige einfache Gesetze die Struktur beherrschen. Wir kommen immer wieder auf das Sechsecksystem zurück mit seinen regelmäßigen Winkeln und mit seinen geometrisch ähnlichen, nur im Maßstabe verschiedenen Figuren“ (Deecke, S. 110). Unabhängig davon führt Cloos (1939, S. 479, 516) den mitteleuropäischen Vulkanismus auf Projektion von Tiefenspalten in die Oberkruste zurück, „die nach Größenordnung und Richtung dem ganzen Krustenfeld zugeordnet und daran erkennbar sind“. In den älteren Krustenstreifen seiner mitteleuropäischen Beispiele findet Cloos den Abstand der vulkanischen Tiefenspalten in der Größe von 85 bis 90 km; das Ries betrachtet er als Teil des „Südrheinischen Vulkanbogens“ Kaiserstuhl — Hegau — Urach — Ries: „Die viel umstrittene große, seichte Hohlform des Ries schließt den Bogen gegen Osten, und zwar in wiederum 85 km Abstand, was allein schon eine andere Entstehung als die vulkanische überaus unwahrscheinlich macht“ (Cloos, S. 476—477). Carlé (1952, S. 64, Taf. 1, Fig. 4) vereinigt in seiner Darstellung der Süddeutschen Großscholle die Reihe Kaiserstuhl — Hegau — Urach — Ries, bei je 90 km Abstand, mit einem System von 60 km-Abständen der hercynischen Störungen und mit der nördlichen Vulkanreihe Vogelsberg — Rhön — Grabfeld — Oberleinleiter — Oberpfalz, die gleichfalls je im Abstand von 60 km aufeinanderfolgen. Allen drei Autoren, Deecke, Cloos und Carlé, erscheint das Ries räumlich untrennbar mit dem süddeutschen Vulkanismus verbunden.

Der Ort der Rieskatastrophe erscheint also gegenüber den geologischen Strukturen seiner Umgebung nicht als ein ganz beliebiger. Im Gegenteil, er liegt im Schnittgebiet der beiden bevorzugten, seit dem Varistikum bis heute erkennbaren Bewegungsachsen. Diese Besonderheit der Lage wird dadurch verstärkt, daß sich dem Ries zwei weitere, auf der Erde anscheinend einzigartige, mit dem Ries gleichaltrige Gebilde, das „Miniaturries“ Steinheimer Becken und die Schar der Uracher Vulkan-Embryonen, in der dichten Folge von 42 bzw. 53 km ihrer Mittelpunkte anreihen.

d) Diese Darlegungen über die besondere Lage des Nördlinger Rieses innerhalb des geologischen Baues von Süddeutschland mögen dazu reizen, nach ähnlich markanten Punkten zu suchen. Überblickt man mit solchen Augen das ganze Gebiet nochmals, so könnte man schon einige weitere Stellen für be-

sondere Ereignisse prädestiniert sehen, etwa die Ecken des Großdreiecks der süddeutschen Scholle oder im Oberrheingraben das Mainzer Becken vielleicht nicht weniger als die Ausbruchsstelle des Kaiserstuhl-Limberg-Vulkans oder auch das Dreiländereck von Molasseland, Jurazug und Altem Gebirge beim nördlichsten Punkt der Donau nahe Regensburg. Selbst wenn man diese oder einige andere Punkte intensiver betrachten würde, ergäbe sich wohl nur ein entfernter Vergleich mit dem Riespunkt. Die allgemeine Erwägung, daß sich angesichts der oft wechselvollen geologischen Vergangenheit schließlich für jeden beliebigen Punkt geologische Besonderheiten finden lassen möchten, könnte jedenfalls hier keine Bestätigung erhalten. Dem Ort der Rieskatastrophe kommt — nach dem Dargelegten — eine besondere, man könnte sagen, einmalige Lage innerhalb der Süddeutschen Großscholle zu.

5. Ergebnis

Die Erörterung der Frage, ob Zeit und Ort der Rieskatastrophe irgendwelche Beziehungen zu den geologischen Gegebenheiten des Gebietes aufweisen, führt also zur Bejahung. Die Rieskatastrophe fällt in den gleichen engen Zeitabschnitt vom jüngeren Tortonium bis zum Beginn des Sarmatiums wie die Entstehung des Steinheimer Beckens, der Uracher Vulkan-Embryonen und der Bentonite des süddeutsch-schweizerischen Molasselandes; alle vier genannten Ereignisse reihen sich außerdem in den zeitlichen Rahmen des mitteleuropäischen Tertiärvulkanismus zwanglos ein (Abb. 1). Der Ort der Rieskatastrophe fällt zusammen mit dem Kreuzungspunkt der beiden paläogeographisch ausgezeichneten WSW-ONO- und NW-SO-Bewegungsachsen und Scharnierlinien der Süddeutschen Großscholle und mit deren Mitte; dabei wird die WSW-ONO-Richtung noch dadurch hervorgehoben, daß sich auf ihr die beiden gleichfalls in ihrer Art einmaligen Gebilde der Uracher Vulkan-Embryonen und des Steinheimer Beckens zusammen mit dem Ries aufreihen (Abb. 2).

Die zeitliche und räumliche Verknüpfung des Rieses mit dem Steinheimer Becken und Uracher Vulkangebiet erscheint so eng, daß man kaum ohne die Annahme auskommt, allen drei Gebilden müsse der wesentliche Faktor ihrer Genese gemeinsam sein. Wenn sich dieser Faktor beim Ries als Meteorwirkung erweist, gilt diese auch für Steinheimer Becken und Uracher Vulkangebiet. Am konsequentesten hat solche Gedanken J. Kaljuwee verfolgt („Die Großprobleme der Geologie" Verlag F. Wassermann, Tallinn-Reval 1933; zitiert nach Kranz 1937, S. 201; die Veröffentlichung selbst hat mir nicht vorgelegen); er erklärt Ries und Steinheimer Becken als doppelten Meteoreinschlag und diesen zugleich als Auslösung für die Uracher Vulkandurchbrüche. Davon, daß neuere Beobachtungen und Überlegungen zu Meteorkratern heute der „phantasiereichen Veröffentlichung" Kaljuwees (Kranz 1937, S. 201) mehr Gewicht als damals verleihen könnten, ist mir nichts bekannt geworden.

Deutet man das Nördlinger Ries als Meteorkrater, löst es aber aus der Verbindung mit dem Steinheimer Becken, den Uracher Vulkan-Embryonen und allem

anderen, so sieht man sich meines Erachtens zur Annahme des Zusammentreffens mindestens folgender, voneinander unabhängiger Fakten genötigt:

1. Geologische Gleichzeitigkeit mit dem Steinheimer Becken und den Uracher Vulkan-Embryonen, nämlich innerhalb des halben Tortoniums, d. s. $1{,}1 \times 10^6$ a während des Gesamtzeitraumes von Ende des Rotliegenden bis heute, d. s. 250×10^6 a, also im Verhältnis von 0,44 : 100 der Gesamtzeit.

2. Das Ries liegt auf einer Linie mit Steinheimer Becken und Uracher Vulkan-Embryonen; wobei die Abstände gleiche Größenordnung einhalten, 42 bzw. 53 km, und der explosive Charakter in der Reihe Ries — Steinheim — Urach abnimmt.

3. Zusammenfallen der Linie Ries — Steinheim — Urach mit der Haupt-WSW-ONO-Strukturlinie der Süddeutschen Großscholle.

4. Lage des Rieses auf der Haupt-NW-SO-Strukturlinie der Süddeutschen Großscholle.

5. Ries, Steinheimer Becken und Uracher Vulkan-Embryonen sind nicht etwa normale, regional weit verbreitete und während der Formationen oftmals auftretende Phänomene, sondern jedes ist für sich einmalig.

Daß die Fakten unabhängig und zufällig mit einem von außen kommenden Ereignis, wie es ein Meteoreinschlag darstellt, zusammentreffen könnten, wäre nur dann denkbar, wenn sich die Einschläge großer, geologische Spuren hinterlassender Meteore so oft und so dicht ereignen, daß der eine oder andere von ihnen eben auch einmal auf eine geologisch ganz ausgezeichnete Stelle trifft und dies zu einer ebenso ausgezeichneten Zeit. Die Einschläge sind aber äußerst selten; für das Tertiär wären das Steinheimer Becken und das Nördlinger Ries überhaupt die ersten Meteorkrater.

Die hohe Unwahrscheinlichkeit solchen Zusammentreffens voneinander unabhängiger Fakten ist offenbar; sie spricht gegen die Meteordeutung des Rieses. Andererseits kann nach den neuen Erkenntnissen die erforderliche Energie weder von vulkanischen noch von sonstigen bekannten Vorgängen geliefert werden außer von einem Meteoreinschlag. Dieses echte Dilemma scheint mir beim gegenwärtigen Stand der Ries- und der Meteorforschung nicht lösbar; ein Beiseitelassen von Fakten wäre sicher keine Lösung. Es ist vielmehr weitere intensive und vielseitige Arbeit sowohl im Gebiet des Nördlinger Rieses und etwaiger vergleichbarer Gebilde als auch über die Vorkommen von Hochdruckmineralien u. ä. auf der Erde erforderlich.

Bei den Überlegungen zur Energiebilanz wird man die Kimberlitschlote Südafrikas zum Vergleich heranziehen können. Sie entstammen nach allem, was über sie bekannt geworden ist, den Kräften der Tiefe, und zwar großer Tiefe, aber nicht etwa Meteoreinschlägen. Mineralogisch zeichnen sie sich bekanntermaßen dadurch aus, daß in einem Teil der Hunderte von Schloten eine Hochdruckform des Kohlenstoffs, der Diamant, auftritt. Die Kimberlitschlote kommen bevorzugt in einigen Teilen des seit dem Präkambrium konsolidierten Gondwanalandes, Südafrika, Ostafrika, Brasilien, Indien und Australien vor; außerdem

sind sie in Nordamerika nachgewiesen. Auch bei ihnen müssen sich wie beim Ries und bei den Meteorkratern außergewöhnlich hohe Energien ausgewirkt haben.

Schriftenverzeichnis

Ammon, L. v., 1904: Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth-Treuchtlinger Linie. — Geogn. Jh. 1903, **16**, 145—184. München.

Beals, C. S., M. J. S. Innes & J. A. Rottenberg, 1960: The search for fossil meteorite craters. — Current Science **29**, 205—218, 249—262. Bangalore (India). Reprint: Contr. Domin. Observatory Ottawa **4**, No. 4, 1—31.

Bentz, A., 1924: Dogger und Tektonik der Bopfinger Gegend. — Jb. Oberrhein. geol. Ver. N. F. **13**, 1—45, Stuttgart.

Boon, J. D. & C. C. Albritton, Jr., 1938: Established and Supposed Examples of Meteoritic Craters and Structures. — Field & Laboratory **6**, 44—56.

Branco, W., 1894—1895: Schwabens 125 Vulkan-Embryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren; das größte Maargebiet der Erde. — Jh. Ver. vaterländ. Naturk. Württemberg **50**, 505—997; **51**, 1—337. Stuttgart.

Branco, W., 1903: Das vulcanische Vorries und seine Beziehungen zum vulcanischen Riese bei Nördlingen. — Abh. K. Preuß. Akad. Wiss. 1902, 1—132. Berlin.

Branca, W. & E. Fraas, 1907: Die Lagerungsverhältnisse Bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. Abh. K. Preuß. Akad. Wiss. 1907, 1—56. Berlin.

Breyer, F., 1956: Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Großscholle besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums. — Z. deutsch. geol. Ges. **108**, 21—36. Hannover.

Büchi, U. & F. Hofmann, 1945: Spuren vulkanischer Tätigkeit im Tortonium der Ostschweiz. — Eclogae geol. Helv. **38**, 337—343. Lausanne.

Carle, W., 1943: Der tektonische Charakter der südwestdeutschen Schichtverbiegungen. — Jb. Reichsamt Bodenforsch. 1941, **62**, 400—421. Berlin.

Carle, W., 1950: Erläuterungen zur Geotektonischen Übersichts-Karte der Südwestdeutschen Großscholle. — 1—32. Stuttgart.

Carle, W., 1952: Über den Bau der Südwestdeutschen Großscholle. — Z. deutsch. geol. Ges. **103**, 60—67. Hannover.

Chao, E. C. T., E. M. Shoemaker & B. M. Madsen, 1960: The first natural occurence of coesite from Meteor Crater, Ariz. — Science **132**, 220—222. Lancaster.

Cloos, H., 1939: Hebung — Spaltung — Vulkanismus. — Geol. Rundschau **30**, 401—527. Stuttgart.

Cloos, H., 1942: Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem Schwäbischen Vulkan. — Geol. Rundschau **32** (1941), 705—800. Stuttgart.

Deecke, W., 1925: Das innere System im west- und süddeutschen Thermalphänomen. — Z. deutsch. geol. Ges. **77**, 90—111. Berlin.

Dehm, R., 1931: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — N. Jb. Min. usw. Beil.-Bd. **67** B, 139—256. Stuttgart.

Dietz, R. S., 1961: Astroblemes. — Scientific American **205**, 50—58. New York.

Dorn, P., 1937: Paläogeographie der „Riesbarre". — N. Jb. Min. usw. Beil. Bd. **77** B, 1—44. Stuttgart.

Gümbel, C. W. von, 1891: Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. — 1—763. Kassel.

Kranz, W., 1922: Der geologische Aufbau und Werdegang des Nördlinger Rieses. — Rieser Heimatbuch (1.), 25—68. München.

Kranz, W., 1937a: Steinheimer Becken, Nördlinger Ries und „Meteorkrater". — Petermann's Geogr. Mitt. 1937, 198—202. Berlin.

Kranz, W., 1937 b: Sechste Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. — Z.Bl. Min. usw. 1937 B, 215—221. Stuttgart.

Kranz, W., 1937 c: „Krater von Sall" auf Ösel, wahrscheinlich „Meteorkrater". — Gerlands Beitr. Geophys. **51**, 50—55. Leipzig.

Kranz, W., 1938 Beitrag zum Köfels-Problem Die „Bergsturz-Hebungs- und Sprengtheorie". — N. Jb. Min. usw. Beil.-Bd. **80** B, 113—138. Stuttgart.

Kranz, W., 1948: Siebte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. — N. Jb. Min usw. Mh. 1945—1948 B, 336—361. Stuttgart.

Kranz, W., 1949: Achte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Riesproblem. — N. Jb. Min. usw. Mh. 1949 B, 154—173. Stuttgart.

Kranz, W., K. C. Berz & F. Berckhemer, 1924: Begleitworte zur Geognostischen Spezialkarte von Württemberg. — Atlasblatt Heidenheim. 1—138. Stuttgart. Mit weiterer geologischer Literatur über das Steinheimer Becken.

Kulp, J. L., 1960: The Geological Time Scale. — Internat. Geol. Congr. Rep. 21st Sess. Norden 1960, **3**, 18—27. Copenhagen.

Lemcke, K., W. v. Engelhardt & H. Füchtbauer, 1953: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. Geol. Jb. **11**, 1—110. Hannover.

Nathan, H., 1957: Wasserbohrungen im Ries. — Geol. Jb. **74**, 135—146. Hannover.

Neumann, G., 1939: Regionale magnetische Variometermessungen in Südwestdeutschland 1932. — Beitr. angew. Geophys. **8**, 18—44. Leipzig.

Oberdorfer, R., 1905: Die vulkanischen Tuffe des Ries bei Nördlingen. — Jh. Ver. vaterländ. Naturk. Württembg. **61**, 1—40. Stuttgart.

Pavoni, N., 1957: Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. — Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich **102**, Abh. 5, 117—315. Zürich.

Pavoni, N., 1958: Neue Bentonitvorkommen in der Zürcher Molasse. — Eclogae geol. Helv. **51**, 299—304. Zürich.

Pecora, W. T., 1960: Coesite Craters and Space Geology. — Geotimes **5**, 16—19, 32. Washington.

Reich, H., 1955: Geologische Deutung der geophysikalischen Untersuchungen im Ries und Vorries. In Reich ,H. & W. Horrix: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. Geol. Jb. **19**, 88—112. Hannover.

Rein, U., 1961: Die Möglichkeiten einer pollenstratigraphischen Gliederung des Miocäns in Nordwestdeutschland. — Meyniana **10**, 160—166. Kiel.

Rohleder, H. P. T., 1933: Meteorkrater (Arizona) — Salzpfanne (Transvaal) — Steinheimer Becken. — Z. deutsch. geol. Ges. **85**, 463—468. Berlin.

Schetelig, K., 1960: Geologische Untersuchungen im Ries auf den Kartenblättern Donauwörth und Genderkingen. — Inaug.-Diss. Univ. München (im Druck, 1962).

Schmidt-Kaler, H., 1961: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Riesrahmens. — Geol. Bl. Nordost-Bayern **11**, 190—200. Erlangen.

Schröder, J. & R. Dehm, 1950: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. Naturwiss. Ver. Schwaben Augsburg **5**, 1—147. Augsburg. Mit weiterer geologischer Literatur über das Nördlinger Ries.

Schuster, M., 1929: Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. — I—VI, zusammen 834 S. München.

Seibold, E., 1951: Das Schwäbische Lineament zwischen Fildergraben und Ries. — N. Jb. Geol. Pal. Abh. **93**, 285—324. Stuttgart.

Stephan, W., 1952: Ein tortoner vulkanischer Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. — Geologica Bavarica **14**, 76—85. München.

Stutzer, O., 1936: „Meteor-Crater" (Arizona) und Nördlinger Ries. — Z. deutsch. geol. Ges. **88**, 510—523. Berlin.

Tobien, H., 1954: Eine miozäne Säugerfauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges. — Z. deutsch. geol. Ges. **105**, 588. Hannover.

Tobien, H., 1958: Das Alter der Eruptionen am Limberg (Kaiserstuhl). — Z. deutsch. geol. Ges. **110**, 4—5. Hannover.

Wagner, Gg., 1913: Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des oberen Hauptmuschelkalk und der unteren Lettenkohle in Franken. — Geol. Pal. Abh. N. F. **12**, 275—452. Jena.

Wagner, Gg., 1956: Vom Schwäbischen Vulkan. — Jh. Ver. vaterländ. Naturk. Württembg. **111**, 108—126. Stuttgart.

Wagner, W., 1960: Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in der Südlichen Frankenalb bei Treuchtlingen. — Geol. Bl. Nordost-Bayern **10**, 130—141. Erlangen.

Druck: Carl Gerber Grafische Betriebe KG, München 5

ST

Mitteilungen der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 3

INHALT

WAGNER, WOLFGANG: Kieselschwämme und Schwammökologie im Korallenkalk des oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau (Tafel 1—2) 1

GUTHÖRL, PAUL: Zur Arthropodenfauna des Karbons und Perms. 17. *Saaromioptera jordani* n. g. n. sp. (Ins., Miomoptera) aus dem Stefan A des Saarkarbons (Tafel 3) 21

BARTHEL, K. WERNER: Einige Idoceratinae (Ammonoidea) aus dem südlichen Fränkischen Jura. Mit einem Beitrag von O. STROBEL, München (Tafel 4) 27

DOBEN, KLAUS: Über Calpionelliden an der Jura-Kreide-Grenze (Tafel 5—6) 35

MILLER, HUBERT: Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wettersteingebirges („Jungschichtenzone") mit einem Beitrag zur geologischen Stellung der Ehrwaldite 51

ANDRITZKY, GEORG: Zur Kenntnis der postjurassischen Deckschichten in der Umgebung des Nördlinger Rieses 73

ANGERMEIER, HANS-OTTO, ARTUR PÖSCHL & HANS-JOCHEN SCHNEIDER: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit" der östlichen Chiemgauer Alpen 83

HAGN, HERBERT & DIETRICH HERM: Der Aufbau der mikropaläontologischen Abteilung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München (Tafel 7—8) 107

MÜNCHEN, 1. November 1963

Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitteilungen der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 3

INHALT

WAGNER, WOLFGANG: Kieselschwämme und Schwammökologie im Korallenkalk des oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau (Tafel 1—2) 1

GUTHÖRL, PAUL: Zur Arthropodenfauna des Karbons und Perms. 17. *Saaromioptera jordani* n. g. n. sp. (Ins., Miomoptera) aus dem Stefan A des Saarkarbons (Tafel 3) 21

BARTHEL, K. WERNER: Einige Idoceratinae (Ammonoidea) aus dem südlichen Fränkischen Jura. Mit einem Beitrag von O. STROBEL, München (Tafel 4) 27

DOBEN, KLAUS: Über Calpionelliden an der Jura-Kreide-Grenze (Tafel 5—6) 35

MILLER, HUBERT: Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wettersteingebirges („Jungschichtenzone") mit einem Beitrag zur geologischen Stellung der Ehrwaldite 51

ANDRITZKY, GEORG: Zur Kenntnis der postjurassischen Deckschichten in der Umgebung des Nördlinger Rieses 73

ANGERMEIER, HANS-OTTO, ARTUR PÖSCHL & HANS-JOCHEN SCHNEIDER: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit" der östlichen Chiemgauer Alpen 83

HAGN, HERBERT & DIETRICH HERM: Der Aufbau der mikropaläontologischen Abteilung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München (Tafel 7—8) 107

MÜNCHEN, 1. November 1963

Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 3 | 1—122 | München, 1. November 1963

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 3 | 1—20 | München, 1. Nov. 1963

Kieselschwämme und Schwamm-Ökologie im Korallenkalk des oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau

Von Wolfgang Wagner, München[1])

Mit Tafel 1—2

Zusammenfassung

Aus dem Korallenkalk des oberen Weißen Jura von Laisacker werden 6 Arten der Hyalospongea und 3 Arten der Demospongea systematisch beschrieben. In einer einzelnen etwa ½ m mächtigen Lage innerhalb des Riffes treten Calcispongea in außergewöhnlich großer Individuenzahl auf. Es wird versucht, aus der Verteilung der Spongien im Riff Hinweise auf die paläo-ökologischen Verhältnisse zu gewinnen.

Summary

6 species of Hyalospongea and 3 species of Demospongea from the Upper Jurassic coral-reef of Laisacker near Neuburg (Donau), 20 km west of Ingolstadt in Bavaria, are systematically described. Within this reef one layer of about ½ m thickness contains an extraordinarily large number of Calcispongea. It is attempted to draw conclusions on paleoecological conditions by means of the distribution of several classes of sponges in the reef.

Inhalt

Seite

Einleitung 2
1. Der Korallenkalk von Laisacker 2
2. Die Kieselschwämme
a) Vorbemerkungen 2
b) Hyalospongea 4
c) Demospongea 12
d) Stratigraphische Verbreitung der beschriebenen Arten 15
3. Schwamm-Ökologie im Riff von Laisacker
a) Verbreitung der Schwämme im Riff von Laisacker 15
b) Paläo-ökologische Bedeutung der Spongienfauna von Laisacker 16
Schriftenverzeichnis 19
Tafelerklärung 20

[1]) Dr. Wolfgang Wagner, Institut für Paläontologie und histor. Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10.

SMITHSONIAN INSTITUTION JAN 13 1964

Bei Fossilaufsammlungen im oberen Weißen Jura von Laisacker, welche in den letzten Jahren vom Universitäts-Institut und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München durchgeführt wurden, stellte sich heraus, daß der Korallenkalk von Laisacker eine größere Anzahl von Spongien enthält. Die Bearbeitung dieser Schwämme wurde im Rahmen einer Erfassung der gesamten Riffauna von Laisacker in Angriff genommen. Daneben verdiente besonders die Frage Interesse, ob in der Zusammensetzung der Spongienfauna aus dem Korallenriff von Laisacker Veränderungen gegenüber den Schwammriffen aus etwas älteren Stufen des Weißen Jura festzustellen sind.

Die bearbeiteten Schwämme werden in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt. Ein Teil stammt aus Aufsammlungen, welche Herr Amtmann L. Fruth, Landau a. d. Isar, der Bayerischen Staatssammlung großzügigerweise geschenkt hat. Drei schöne Exemplare wurden freundlicherweise von Herrn Oberingenieur E. Kempcke, Neuburg a. d. Donau, überlassen.

Herr Professor Dr. R. Dehm, München, hat mir die Durchführung dieser Arbeit ermöglicht, wofür ich aufrichtig danken möchte. Mein besonderer Dank gilt außerdem Herrn Konservator Dr. K. W. Barthel, München, der die Bearbeitung der Schwämme von Laisacker angeregt und durch wertvolle Hinweise gefördert hat. Herr Dr. Barthel und Herr Dr. A. v. Hillebrandt, Berlin, haben mich durch Geländeaufsammlungen unterstützt; auch hierfür sei herzlich gedankt.

1. Der Korallenkalk von Laisacker

Der Korallenkalk, aus dem die beschriebenen Spongien stammen, baut einen Hügel nordöstlich von dem Dorfe Laisacker auf, welches etwa 2 km nordwestlich von Neuburg a. d. Donau liegt. Früher wurde er in mehreren Steinbrüchen abgebaut, von denen heute noch ein einziger in Betrieb ist. Aus diesem, dem zweiten Bruch, den man auf einem von Laisacker in nördlicher Richtung ausgehenden Fahrweg erreicht, stammen die vorliegenden Spongien, und zwar aus dem südlichen Teil des Bruches, in dem derzeit abgebaut wird.

Schneid (1915/16, S. 157 f.) gibt eine Faunenliste aus dem Korallenkalk von Laisacker an, führt jedoch darin keine Schwämme auf.

Nach Barthel (1961) ist der Korallenkalk von Laisacker in den oberen Teil des Weißjura Zeta 1 einzustufen und entspricht altersmäßig etwa den Solnhofener Schichten. Für genauere Angaben kann auf die Arbeit von Barthel (1961) verwiesen werden.

2. Die Kieselschwämme

a) Vorbemerkungen

Sämtliche Spongien aus Laisacker liegen in kalkiger Erhaltung vor. Der Zustand der Demospongea und Hyalospongea ist daher im allgemeinen recht ungünstig, da die Feinstruktur bei der Umkristallisation zerstört wurde.

Die Bestimmung mußte so in den meisten Fällen nach äußeren Kennzeichen vorgenommen werden; insbesondere wurden die Merkmale des Kanalsystems herangezogen. Lediglich bei zwei Arten der Tetracladina konnten noch erhaltene Skelettelemente zur Bestimmung verwendet werden.

Eine Bestimmung ausschließlich auf Grund der äußeren Form und des Kanalsystems kann bei Spongien im allgemeinen nicht zu einem eindeutigen Ergebnis führen. Für die vorliegenden Kieselschwämme von Laisacker wird dies aber dadurch ermöglicht, daß die Hyalospongea und Demospongea des oberen Jura von Süddeutschland von Kolb (1910) und Schrammen (1936) eingehend bearbeitet worden sind. Die systematischen Zusammenhänge zwischen den einzelnen Arten sind dadurch bereits weitgehend geklärt, was nur mit Hilfe von Skelettuntersuchungen möglich ist.

Wenn auch Konvergenzen in der Gestalt bei Schwämmen sehr häufig vorkommen, so lassen sich doch durch unterschiedlichen Skelettbau gekennzeichnete, äußerlich ähnliche Arten fast immer auch an Einzelheiten ihrer Wachstumsform und vor allem des Kanalsystems auseinanderhalten.

Eine große Hilfe bedeutete für die Bestimmung das umfassende Abbildungswerk von Quenstedt (1878), welches durch die beiden oben angeführten Arbeiten revidiert wurde.

Soweit als möglich wurden die Schwämme von Laisacker mit den Originalen früherer Bearbeitungen der entsprechenden Arten verglichen. An Vergleichsmaterial standen mir aus der Paläontologischen Sammlung der Universität Tübingen Originale zu Quenstedt und Schrammen, aus Bonn Originale von Goldfuss zur Verfügung. Herrn Professor Dr. H. Hölder und Herrn Kottek, Tübingen, sowie Herrn Dr. J. Schweitzer, Bonn, möchte ich herzlich danken, daß sie mir die gewünschten Originale geschickt haben.

Aus der Bayerischen Staatssammlung konnten Originale von Münster verglichen werden.

Es soll noch einmal betont werden, daß eine eindeutige Bestimmung von Spongien, bei denen die Feinstruktur zerstört ist, nur in einem Gebiet möglich ist, wo die Schwammfauna bereits gut bekannt ist, wie im süddeutschen Oberjura. Doch auch bei den vorliegenden Kieselschwämmen aus Laisacker gelang eine sichere systematische Einordnung nicht in allen Fällen, wie die Beschreibung zeigen wird.

Nachdem für die Kieselschwämme des oberen Jura von Süddeutschland bereits eingehende Bearbeitungen vorliegen, konnten die Artbeschreibungen meistens auf Ergänzungen zu den Ausführungen von Kolb (1910) und Schrammen (1936) beschränkt werden. Wichtig erschien hierbei die Festlegung von Typen, soweit dies mit Hilfe noch vorhandener Originale möglich war.

In den Synonymangaben wird nur auf die Erstbeschreibung und die Beschreibungen bei Kolb (1910) und Oppliger (1915) hingewiesen, welche aus-

führliche Synonymlisten enthalten. Außerdem werden jeweils spätere Literaturzitate angegeben, insbesondere Schrammen (1936).

Im Gegensatz zu den Hyalospongea und Demospongea wurde für die Calcispongea des oberen Jura bisher noch keine ausreichende systematische Grundlage geschaffen. Speziell im süddeutschen Jura wurde seit Zittel (1878) keine Bearbeitung der Kalkschwämme mehr vorgenommen. Die Beschreibung der Calcispongea aus Laisacker soll daher einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben, da hierfür noch umfangreichere Vergleichsstudien nötig sind.

b) Klasse Hyalospongea Claus, 1872
Ordnung Hexactinosa Schrammen, 1903
Familie Staurodermatidae Zittel, 1877
Stauroderma Zittel, 1877

Die Gattung *Stauroderma* ist gekennzeichnet durch große grubige Oscula auf der Oberseite, welche durch polsterartig aufgewölbtes Gewebe getrennt sind. Ausführliche Gattungsdiagnosen sind bei Zittel (1877, S. 53) und Schrammen (1936, S. 21) zu finden.

Typusart: *Stauroderma lochense* (Quenstedt) durch Monotypie.

Stauroderma lochense (Quenstedt)

v *1858 *Spongites Lochensis* — Quenstedt, Jura, S. 669, Taf. 81, Fig. 96.
1910 *Stauroderma Lochense* Quenst. — Kolb, Kieselsp. d. Weißen Jura, S. 184.
1915 *Stauroderma Lochense* Quenst. — Oppliger, Birmensdorferschichten, S. 38.
1936 *Stauroderma lochensis* Quenst. — Schrammen, Kieselsp. Süddeutschl., S. 21.

Stauroderma lochense ist durch besonders große Oscula und eine relativ dicke Wand gekennzeichnet.

Holotypus: *Spongites lochensis* Quenstedt, 1858, Taf. 81, Fig. 96; = Quenstedt, 1878, Taf. 115, Fig. 4. Original in der paläontologischen Sammlung der Universität Tübingen.

Der Holotypus, aus dem unteren Weißjura von der Lochen bei Balingen, ist im Jura und in der Petrefactenkunde von Quenstedt etwas schematisch abgebildet. Das Original ist ein plattiges Bruchstück von 90×110 mm Breite und 13 bis 22 mm Dicke. Auf der Oberseite sind 4 bis 5 mm weite Oscula in nicht sehr regelmäßigen Schrägzeilen im Abstand von 7 bis 10 mm angeordnet. Auf 25 qcm treffen durchschnittlich 16 Oscula. Die schlechter erhaltene Unterseite läßt etwa 2 mm weite, in Schrägzeilen angeordnete Ostien erkennen. Teile des Skeletts sind an dem Bruchstück nicht erhalten.

Fast vollständig ist die äußere Form bei dem Original zu *Retispongia disciformis* Quenstedt, 1878, Taf. 115, Fig. 24 erhalten, von dem Quenstedt nur einen Ausschnitt abgebildet hat (Original in der paläontologischen Sammlung der Universität Tübingen). Der tellerförmig ausgebreitete Schwamm mit 15 bis 24 mm dicker Wand besitzt einen Durchmesser von maximal 200 mm. Die gut erhaltene Oberseite ist mit 3,5 bis 7 mm weiten Oscula besetzt. In 25 qcm stehen 9 bis 16 Oscula. Dabei beträgt die Weite der Oscula in der Umgebung der Teller-

mitte 4 bis 5 mm, am äußersten Rand 3,5 bis 4 mm. Die dazwischenliegenden Oscula sind 5 bis 7 mm weit.

Aus Laisacker liegen vier Bruchstücke (Bayer. Staatssamml. f. Paläontologie u. hist. Geologie in München 1957 II 157—160) von *S. lochense* vor, bei denen jeweils nur die Oberseite zu sehen ist. Die Weite der Oscula ist bei den verschiedenen Exemplaren recht unterschiedlich und variiert von 3 bis 8 mm. Die Anzahl der in 25 qcm stehenden Oscula reicht entsprechend von 9 bis 25. Im Vergleich zum Holotypus sind die Oscula bei drei Exemplaren im Durchschnitt kleiner, bei einem größer. Die Unterschiede sind jedoch nicht so scharf, daß eine Aufspaltung in verschiedene Arten gerechtfertigt wäre, zumal die Weite der Oscula auch an demselben Exemplar recht unterschiedlich sein kann (s. oben!).

Vom Skelett sind an einem Exemplar einige große Stauractine erhalten, deren Arme 1 mm Länge erreichen. An diese schließt sich ein Geflecht aus kleinen Stauractinen an, bei denen der Abstand der Knoten 0,11 bis 0,13 mm beträgt.

Vorkommen: Schrammen (1936, S. 22) gibt das Vorkommen von *S. lochense* im Weißjura Alpha bis Delta von Süddeutschland an, Kolb (1910, S. 185) auch noch im oberen Weißjura. Besonders häufig tritt die Art im unteren Malm der Schwäbischen Alb und der Schweiz auf. Siemiradzki (1914, S. 201) beschreibt ihr Vorkommen im Oxford von Polen.

Tremadictyon Zittel, 1877

Gestalt becher- bis tellerförmig mit sehr weiter Zentralhöhle. Kennzeichnend ist die Anordnung der ziemlich weiten Ostien und Postiken in regelmäßigen, alternierenden Längsreihen.

Typusart: *Tremadictyon reticulatum* (Goldfuss); des. Hinde, 1893.

Reid (1963, S. 227) benutzt statt *Tremadictyon* Zittel, 1877, den älteren Namen *Cribrospongia* d'Orbigny, 1849, da *Tremadictyon* und *Cribrospongia* die gleiche Typusart gemeinsam haben und daher objektive Synonyme sind. Nachdem aber seit 1877 allgemein der Name *Tremadictyon* verwendet wurde, dürfte *Cribrospongia* nach den „Internationalen Regeln für die zoologische Nomenklatur" (Artikel 23b; Kraus, 1962, S. 12) als nomen oblitum anzusehen sein.

Die Gattung *Cribrospongia* (= *Tremadictyon*) trennt Reid (1963) als Typusgattung der Familie Cribrospongiidae von der Familie Staurodermatidae ab, bei welcher er nur *Stauroderma* beläßt. Dem wird hier nicht gefolgt, da nach neuen Untersuchungen von Ziegler (1962, S. 581) zwischen *Stauroderma* und *Tremadictyon* doch recht nahe verwandtschaftliche Beziehungen bestehen.

Tremadictyon reticulatum (Goldfuss)
Taf. 2, Fig. 1, 4.

v *1826 *Scyphia reticulata* nobis — Goldfuss, Petr. Germ., S. 11, Taf. 4, Fig. 1a—d.
1910 *Tremadictyon reticulatum* Goldf. — Kolb, Kieselsp. d. Weißen Jura, S. 154.
1915 *Tremadictyon reticulatum* Goldf. — Oppliger, Birmensdorferschichten, S. 9.
1928 *Tremadictyon reticulatum* Goldf. — Moret, Spongiaires de la Voulte-sur-Rhone, S. 124, Taf. 7, Fig. 2, Taf. 8, Fig. 11, 12, 13, Taf. 9, Fig. 1, 2.
1936 *Tremadictyon reticulatum* Goldf. — Schrammen, Kieselsp. Süddeutschl., S. 23.

Die Art ist ausführlich bei Schrammen (1936) beschrieben. Gegenüber anderen *Tremadictyon*-Arten aus dem Malm ist sie durch die trichterförmige oder tellerförmig ausgebreitete Gestalt von meist ansehnlicher Größe gekennzeichnet. *Tremadictyon cucullatum* (Quenstedt) besitzt eine seitlich zusammengedrückte Form; *T. radicatum* (Quenstedt) ist noch größer als *T. reticulatum* und mit einer knolligen Basis versehen; *T. elegans* ist kleiner und durch die dünnere Wand unterschieden.

Lectotypus: *Scyphia reticulata* Goldfuss, 1826, Taf. 4, Fig. 1c (Schrammen, 1936, S. 23).

Der Lectotypus stammt aus dem unteren Weißjura von Streitberg und befindet sich in der paläontologischen Sammlung der Universität Bonn (Sammlungs-Nr. 42).

Die Abbildung bei Goldfuss ist stark schematisiert, kennzeichnet aber die Artmerkmale recht gut. Das 60 mm hohe und maximal 97 mm breite Original läßt auf einer Seite die typische Anordnung der ovalen Einfuhrkanäle in alternierenden Längsreihen gut erkennen.

Aus Laisacker liegen fünf Bruchstücke vor (1957 II 161—164).

Das am besten erhaltene Exemplar (Taf. 2, Fig. 1) ist ein 100 mm hohes Bruchstück eines becherförmigen Schwammes mit 43 bis 93 mm Durchmesser. Die Weite des Paragasters läßt sich nur am unteren, engeren Ende messen und beträgt dort 26 bis 37 mm. Die Wand ist hier 11 bis 15 mm dick.

Vom Skelett ist an einer Stelle, die durch Bewuchs mit Bryozoen geschützt war, ein Netz aus dünnen Stauractinen erhalten. Die Stauractine bilden ein regelmäßiges Gitter mit rechteckigen Maschen bei einem Knotenabstand von 0,22 bis 0,28 mm.

Außer diesem Exemplar wurden noch zwei kleinere plattige Bruchstücke gefunden und ein vollkommen umkristallisiertes Bruchstück, welches die Anordnung der Kanäle noch gut erkennen läßt.

Vorkommen: *Tremadictyon reticulatum* kommt bereits im Callovien von Südfrankreich vor und ist im gesamten Malm von Süddeutschland und der Schweiz sowie im Oxford von Polen verbreitet.

Tremaphorus Schrammen, 1936

(= *Amphiblestrum* Schrammen, 1936; *Xenoschrammenum* de Laubenfels, 1955)

Die Gattung ist von Schrammen (1936, S. 57) in der Diagnose für *Amphiblestrum* gut gekennzeichnet.

Typusart: *Tremaphorus punctatus* Schrammen, 1936, durch Monotypie.

Die beiden Gattungen *Tremaphorus* und *Amphiblestrum* werden hier als Synonyme angesehen, da sie keine ausreichenden Unterschiede aufweisen, um eine generische Trennung zu rechtfertigen. *Amphiblestrum* besitzt lediglich etwas

größere und meist ovale Ostien, während die Ostien bei *Tremaphorus punctatus* eher rund sind. Beide Gattungen besitzen ein regelmäßiges Skelett aus Hexactinen mit glatten Strahlen, das sich an der Oberfläche verdichtet.

SCHRAMMEN (1936) hat *Tremaphorus* und *Amphiblestrum* als „Hexactinaria unsicherer Stellung" eingereiht. Da das Kanalsystem ganz wie bei *Tremadictyon* — und demnach ähnlich wie bei *Stauroderma* — organisiert ist, wird *Tremaphorus* hier an die Familie Staurodermatidae angeschlossen.

Von *Tremadictyon* unterscheidet sich *Tremaphorus* durch die kleineren Kanalöffnungen und die plattige oder flach trichterförmige Gestalt.

Tremaphorus alternans (SCHRAMMEN)
Taf. 1, Fig. 4, 5.

v *1936 *Amphiblestrum alternans* n. sp. — SCHRAMMEN, Kieselsp. Süddeutschl., S. 68, Taf. 13, Fig. 2a, b; Taf. 8, Fig. 1, 2.

Blatt- oder trichterförmige oder leicht gebogene plattige Schwämme mit etwa 1 mm weiten Kanalöffnungen, die auf Ober- und Unterseite zu regelmäßigen, alternierenden Reihen angeordnet sind. Die Epirrhysen und Aporrhysen enden blind unter den Skelettbrücken.

Lectotypus: *Amphiblestrum alternans* SCHRAMMEN, 1936, Taf. 13, Fig. 2a, b.
Von den beiden Syntypen aus dem oberen Weißjura von Heuchstetten wird hier das oben angegebene Exemplar als Lectotypus ausgewählt. Das Original wird im paläontologischen Museum der Universität Tübingen aufbewahrt.

Der Lectotypus ist als plattiges, bis 38 mm breites Bruchstück erhalten. Die Wanddicke beträgt durchschnittlich 5 mm. Die ovalen Kanalöffnungen sind 0,8 bis 1,5 mm weit und durch 0,7 bis 1 mm breite Skelettbrücken getrennt. In 1 qcm stehen durchschnittlich 36 Kanalöffnungen (nicht 20, wie SCHRAMMEN, 1936, S. 58 angibt!).

Das Dictyonalskelett ist ausgezeichnet erhalten und besteht aus einem regelmäßigen Gerüst von Hexactinen mit glatten Strahlen. Der Abstand der Knoten beträgt 0,16 bis 0,30 mm. Häufig sind einzelne Strahlen — vor allem an den Kanalwänden — zu einem Dorn reduziert.

In Laisacker wurde ein wellig gebogenes Bruchstück (1957 II 165) gefunden, von dem nur eine Seite — wohl die Unterseite — frei liegt. Die Wand des Exemplars ist durchschnittlich 5 mm dick. Die Öffnungen stehen ein wenig dichter als beim Typusexemplar; auf 1 qcm treffen etwa 50 Kanalöffnungen, was aber gewiß noch innerhalb der Variation der Art liegt.

Daß die Dichte der Kanalöffnungen selbst an demselben Individuum nicht konstant ist, zeigt ein nahezu vollständig erhaltenes, blattförmiges Exemplar aus dem mittleren Weißjura von Erkenbrechtsweiler, das sich in der Bayerischen Staatssammlung fand (Taf. 1, Fig. 5; 1940 VI 1002). Bei dem Stück liegt nur die Unterseite frei, welche mit radial vom Stiel ausgehenden, alternierenden Ostien-

reihen besetzt ist. Die Zahl der auf 1 qcm treffenden Ostien schwankt zwischen 36 und 49.

Unterschiede: Bei *Tremaphorus punctatus* sind die Kanalöffnungen noch kleiner als bei *Tr. alternans*. Auf 1 qcm treffen dort etwa 80 Öffnungen. *Tr. venosum* unterscheidet sich nach SCHRAMMEN (1936, S. 58) durch unregelmäßige Anordnung der Ostien und Postiken. Die Öffnungen sind aber nicht kleiner, wie SCHRAMMEN (1936, S. 58) angibt, sondern größer als bei *Tr. alternans*.

Vorkommen: Außer von Laisacker ist *Tremaphorus alternans* aus dem mittleren und oberen Weißjura der Schwäbischen Alb bekannt.

Familie Craticulariidae RAUFF, 1893

Craticularia ZITTEL, 1877

Die Gattung *Craticularia* umfaßt zylindrische bis schüsselförmige Schwämme, auf deren Außen- und Innenseite die Kanalöffnungen in regelmäßigen Längs- und Querreihen angeordnet sind.

Typusart: *Craticularia parallela* (GOLDFUSS); des. HINDE, 1893.

Craticularia paradoxa (MÜNSTER)

v *1829 *Scyphia paradoxa* MÜNSTER—GOLDFUSS, Petr. Germ., S. 86, Taf. 31, Fig. 6a—d.
1910 *Craticularia paradoxa* MÜNST.—KOLB, Kieselsp. d. Weißen Jura, S. 159.
1915 *Craticularia paradoxa* MÜNST.—OPPLIGER, Birmensdorferschichten, S. 11.
1936 *Craticularia paradoxa* GOLDF.—SCHRAMMEN, Kieselsp. Süddeutschl., S. 27, Taf. 3, Fig. 5; Taf. 4, Fig. 4.

Als wichtigste Artmerkmale werden innerhalb der Gattung *Craticularia* die Wanddicke und die Größe der Kanalöffnungen herangezogen. So unterscheiden sich von *C. paradoxa* *C. clathrata* durch dickere Wand und größere Kanalöffnungen, *C. parallela* durch dünnere Wand und kleinere Ostien und Postiken. Gewöhnlich wird die Anzahl der Ostien pro qcm angegeben. Nach SCHRAMMEN (1936, S. 27 f.) beträgt diese bei *C. clathrata* 4, bei *C. paradoxa* ca. 9, bei *C. parallela* 25 bis 30. Alle drei Arten treten vom unteren bis oberen Weißjura nebeneinander auf.

Lectotypus: *Scyphia paradoxa* MÜNSTER in GOLDFUSS, 1829, Taf. 31, Fig. 6a.

Von den in GOLDFUSS (1829, Taf. 6a—d) abgebildeten Syntypen wird hier Fig. 6a als Lectotypus ausgewählt. Das Original stammt aus dem Weißen Jura von Heiligenstadt in Oberfranken und befindet sich in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München (AS VII 251). Das in sehr schöner kieseliger Erhaltung vorliegende Exemplar ist bei GOLDFUSS etwas verkleinert, aber ziemlich naturgetreu abgebildet. Der 240 mm hohe Schwamm ist am oberen Ende 68 bis 109 mm breit. Die Wanddicke beträgt dort 15 bis 18 mm, die Weite der Zentralhöhle 35 bis 70 mm.

Das Exemplar ist oberflächlich angeätzt; dadurch sind die Ostien nicht erhalten. Die Einfuhrkanäle sind durchschnittlich 1 mm weit, in der Längsrichtung

bis 2,5 mm. In horizontaler Richtung stehen in 1 cm gewöhnlich 4, vertikal 3 Epirrhysen. Auf 1 qcm treffen demnach senkrecht zur Oberfläche 12 Einfuhrkanäle.

Die Hexactine des Dictyonalgerüstes sind gut erhalten. Um die Einfuhrkanäle bilden die verbreiterten Strahlen eine geflechtartige Wand.

In Laisacker wurden zwei kleinere Bruchstücke (1957 II 166, 167) gefunden, von denen bei einem nur die Innenseite, bei dem anderen nur die Außenseite kenntlich ist.

Vom Skelett ist nichts erhalten, doch zeigen die Kanäle die charakteristische Anordnung in regelmäßigen Längs- und Querreihen. Die Kanäle sind durchschnittlich 1,2 mm weit; auf 1 qcm treffen 9 bis 16 Öffnungen. Beide Stücke lassen eine zylindrische oder trichterförmige Gestalt andeutungsweise erkennen. Die Wanddicke beträgt 10 bis 20 mm.

Trotz ihrer fragmentären Erhaltung lassen sich die beiden Stücke bei der Art *Craticularia paradoxa* einordnen; alle erkennbaren Merkmale stimmen mit denen des Lectotypus gut überein.

Vorkommen: *Craticularia paradoxa* ist im gesamten Weißen Jura von Süddeutschland und im Malm des Schweizer Jura häufig und kommt auch im Oxford von Polen vor.

Paracraticularia Schrammen, 1936

Die Gattung *Paracraticularia* ist sehr nahe mit Craticularia verwandt, unterscheidet sich jedoch durch die verzweigte Gestalt und kleinere und dichter stehende Kanalöffnungen.

Typusart: *Paracraticularia procumbens* (Goldfuss); des. de Laubenfels, 1955.

Paracraticularia procumbens (Goldfuss)

v *1826 *Scyphia procumbens* nobis — Goldfuss, Petr. Germ., S. 11, Taf. 4, Fig. 3.
1910 *Craticularia procumbens* Goldf. — Kolb, Kieselsp. d. Weißen Jura, S. 161.
1915 *Craticularia procumbens* Goldf. — Oppliger, Birmensdorferschichten, S. 15.
1936 *Paracraticularia procumbens* Goldf. — Schrammen, Kieselsp. Süddeutsch., S. 28.

Paracraticularia procumbens unterscheidet sich von anderen *Paracraticularia*-Arten aus dem Malm durch etwas größere und weiter stehende Kanalöffnungen. Schrammen (1936, S. 29) gibt an, daß auf 1 qcm ca. 36 Ostien treffen.

Holotypus: *Scyphia procumbens* Goldfuss, 1826, Taf. 4, Fig. 3.

In der Sammlung des paläontologischen Institutes der Universität Bonn befindet sich ein als fragliches Original zu Goldfuss, Taf. 4, Fig. 3 bezeichnetes Exemplar von *Paracraticularia procumbens* (Sammlungs-Nr. 44). Nachdem die Dimensionen dieses Stockes wie auch die Verteilung der einzelnen Röhren des Stockes mit der Abbildung einigermaßen übereinstimmen, kann mit ziemlicher

Sicherheit angenommen werden, daß es sich um das von Goldfuss untersuchte Original handelt. Die Abbildung bei Goldfuss stellt eine schematische Rekonstruktion des Stockes dar, von dem auf der einen Seite eines Gesteinsstückes die Enden der einzelnen Verzweigungen herausragen; auf der anderen Seite des Gesteinsstückes sind der Stamm und einige Verzweigungen angeschnitten.

In Laisacker wurden zwei Bruchstücke (1957 II 168, 169) von *Paracraticularia procumbens* gefunden, die 8 beziehungsweise 26 mm dick sind. Die bis 1 mm weiten Ostien stehen relativ dicht: auf 1 qcm treffen 42 bis 56 Öffnungen.

Beide Exemplare sind vollständig verkalkt, so daß vom Skelett nichts mehr zu erkennen ist.

Vorkommen: Bisher war *P. procumbens* aus dem süddeutschen Weißen Jura Alpha bis Delta, dem Argovien der Schweiz und dem Oxford von Polen bekannt.

Familie Sphenaulacidae Schrammen, 1936

Sphenaulax Zittel, 1877

Die Gattung *Sphenaulax* ist leicht dadurch kenntlich, daß auf der Außenseite Längsrippen und Längsfurchen miteinander abwechseln, die durch eine radiale Faltung der Wand entstehen.

Typusart: *Sphenaulax costata* (Goldfuss) durch Monotypie.

Sphenaulax costata (Goldfuss)
Taf. 1, Fig. 2, 3.

v *1826 *Scyphia costata nobis* — Goldfuss, Petr. Germ., S. 6, Taf. 2, Fig. 10a, b.
1910 *Sphenaulax costata* Goldf. — Kolb, Kieselsp. d. Weißen Jura, S. 173, Taf. 11, Fig. 13 bis 16; Taf. 12, Fig. 1.
1915 *Sphenaulax costata* Goldf. — Oppliger, Birmensdorferschichten, S. 28.
1936 *Sphenaulax costata* Goldf. — Schrammen, Kieselsp. Süddeutschl., S. 44.

Außer *Sphenaulax costata* ist aus dem oberen Jura nur noch eine weitere Art dieser Gattung bekannt, *S. progenies*, welche sich durch breitere Faltenrücken und breitere Furchen auf der Außenseite unterscheidet.

Lectotypus: *Scyphia costata* Goldfuss, 1826, Taf. 2, Fig. 10b.

Schrammen (1936, S. 44) hat als Typus „Goldfuss, Petref. Germ., Taf. 2, Fig. 10" festgelegt. Bei Goldfuss sind jedoch auf Taf. 2, Fig. 10a und b zwei verschiedene Exemplare abgebildet. Davon wird hier das kleinere (Fig. 10b), bei dem das Skelett bedeutend besser erhalten ist, als Lectotypus ausgewählt.

Der Lectotypus stammt aus dem Weißen Jura von Streitberg und wird in der paläontologischen Sammlung der Universität Bonn aufbewahrt (Sammlungs-Nr. 24b).

In der Abbildung bei Goldfuss ist das oberflächlich stark abgeriebene Stück ergänzt und etwas schematisiert dargestellt. Das seitlich schwach komprimierte

Exemplar ist 31 mm hoch und am oberen Rand 18 bis 26 mm dick. Die Breite der Faltenrücken beträgt 1 bis 2,5 mm; die dazwischen liegenden Furchen sind etwa 1 mm breit.

Die Skeletteigenschaften der Art wurden von SCHRAMMEN (1936, S. 44) eingehend beschrieben.

Von Laisacker liegt ein trichterförmiges, 50 mm hohes und am oberen Rand 40 mm breites Exemplar vor (1957 II 9). Das Stück ist vollkommen umkristallisiert und läßt vom Skelett nichts mehr erkennen. Auf Grund der engen Längsrippen und -furchen weist es sich jedoch eindeutig als zu *Sphenaulax costata* gehörig aus.

Vorkommen: SCHRAMMEN (1936, S. 44) gibt die Verbreitung der Art von Weißjura Alpha bis Delta an. Von KOLB (1910, S. 175) untersuchte Exemplare aus dem oberen Weißjura dürften nach Ansicht von SCHRAMMEN (1936, S. 45) zu *Sphenaulax progenies* gehören. Das vorliegende Stück aus Laisacker beweist die Verbreitung von *S. costata* bis in den Weißjura Zeta. Außerdem ist die Art aus dem unteren Malm von Polen und der Schweiz bekannt.

Hyalospongea indet.
Taf. 2, Fig. 3.

Im Korallenkalk von Laisacker finden sich ziemlich häufig Bruchstücke von großen Schwämmen, die nach der Organisation des Kanalsystems zu schließen zu den Hyalospongea gehören. Die Erhaltung ist aber so ungünstig, daß eine genaue Bestimmung nicht möglich ist.

Davon fallen besonders plattige, leicht gewölbte Bruchstücke auf, die sich mit keiner beschriebenen Art vergleichen lassen. Es liegen fünf Bruchstücke (1957 II 170—173) von zum Teil ansehnlicher Größe vor; das größte Stück ist 180×230 mm breit (1957 II 170; Taf. 2, Fig. 3).

Wie mehrere Exemplare erkennen lassen, besaßen die Schwämme eine zusammengedrückt tütenförmige Gestalt, ähnlich wie *Tremadictyon cucullatum*. Die beiden etwa 10 mm dicken Wandseiten sind durch einen schmalen, 3 bis 8 mm weiten Hohlraum getrennt, der meist mit Sediment gefüllt ist. Die Oberfläche der Außenseite ist mit 0,8 bis 1,1 mm weiten, meist runden Kanalöffnungen besetzt, die mehr oder weniger deutlich zu parallelen Reihen angeordnet sind. Auf 1 qcm treffen 16 bis 20 Ostien. Sie werden durch 0,4 bis 3 mm breite Skelettbrücken getrennt, die ein eckiges Netzwerk bilden.

Von den Ostien gehen senkrecht zur Oberfläche etwa 1 mm weite gerade Kanäle aus, die bis 7 mm weit in die Wand hineinreichen. Im Innern ist die Wand in parallel zur Oberfläche verlaufende, durchschnittlich 3 mm breite Rippen aufgelöst, die durch etwa 1 mm weite Furchen getrennt sind.

Das Kanalsystem dieser Schwämme läßt — soweit es erkennbar ist — an eine Zugehörigkeit zu der Familie Craticulariidae denken.

Außerdem wurden vier Bruchstücke (1957 II 177—179) von großen zylindrischen Schwämmen gefunden, deren Außenseite in unregelmäßigen Abschnitten ringförmig eingeschnürt ist. Auf der Oberfläche der Außenseite sind etwa 1,5 mm weite Ostien verstreut.

Am besten erhalten ist davon ein 200 mm langes Bruchstück eines über 100 mm dicken Schwammes (1957 II 177). Die Wanddicke beträgt durchschnittlich 25 mm, die Weite der Zentralhöhle um 60 mm.

Der äußeren Form nach könnten diese Schwämme zu der Gattung *Cypellia* gehören. Da jedoch das Skelett vollkommen und das Kanalsystem weitgehend unkenntlich sind, erscheint selbst eine Zuordnung dieser Stücke zu der Klasse Hyalospongea fraglich.

c) Klasse Demospongea Sollas, 1875
Ordnung Lithistida Schmidt, 1870
Unterordnung Rhizomorina Zittel, 1878
Familie Cytoraciidae Schrammen, 1924
Cytoracia Pomel, 1872

Cytoracia ist durch die knollige bis keulenförmige Gestalt mit tief eingesenktem Paragaster gekennzeichnet, von dem radial zahlreiche enge Furchen ausgehen.

Typusart: *Cytoracia grandis* (Roemer); des. de Laubenfels, 1955.

Einen ganz ähnlichen Bau wie *Cytoracia* weisen die Gattungen *Cnemidiastrum* und *Lithostrobilus* auf, für die Schrammen (1936) eine eigene Familie *Cnemidiastridae* errichtet hat. Bei dem teller- bis schüsselförmigen *Cnemidiastrum* gehen von einer zentralen Vertiefung oder mehreren kleineren Vertiefungen radiale Furchen aus; bei dem zylindrischen *Lithostrobilus* ziehen die Furchen von dem tief eingesenkten Paragaster über die Außenseite.

Da auch die Rhizoclone dieser Gattungen keine grundlegenden Unterschiede erkennen lassen, werden sie zweckmäßig in einer Familie (Cytoraciidae) vereinigt.

Die Familie enthält dann in der Hauptsache die von Kolb (1910) in der Gattung *Cnemidiastrum* zusammengefaßten Spezies neben einigen Arten der Oberkreide. Kennzeichnend ist, daß die Einfuhrkanäle zu langen horizontalen Spalten verschmelzen, die durch vertikale Skelettzüge getrennt sind. An der Oberfläche treten die Spalten als radiale Furchen in Erscheinung.

Cytoracia variabilis (Kolb)

*1910 *Cnemidiastrum variabile* n. sp. — Kolb, Kieselsp. d. Weißen Jura, S. 222, Taf. 15, Fig. 28; Taf. 16, Fig. 1; Taf. 20, Fig. 18—21.

1915 *Cnemidiastrum variabile* Kolb — Oppliger, Birmensdorferschichten, S. 63, Taf. 11, Fig. 1a—e.

1936 *Cytoracea variabilis* Kolb — Schrammen, Kieselsp. Süddeutschl., S. 88, Taf. 24, Fig. 6; Taf. 23, Fig. 2, 7, 8.

Die Beschreibung von Kolb (1910, S. 222) ist recht kennzeichnend. Von *Cytoracia goldfussi* (Quenstedt) und *C. corallina* (Quenstedt) unterscheidet sich *C. variabilis* dadurch, daß die Zentralhöhle ziemlich seicht ist und daß die Radialspalten auf der Oberfläche der Unterseite nicht als Furchen austreten.

Die Originale zur Erstbeschreibung befanden sich nach Angabe von Kolb (1910, Tafelerklärung zu Taf. 20) in der paläontologischen Staatssammlung in München. Nachdem sie hier nicht mehr aufzufinden sind, muß angenommen werden, daß sie im Kriege zerstört worden sind.

Aus Laisacker stammt ein etwas beschädigtes, rundlich knolliges Exemplar (1957 II 174) von durchschnittlich 60 mm Durchmesser, welches zu dieser Art gehört. Das Skelett ist durch Umkristallisation zerstört; dagegen sind die dünnen Furchen, die radial von dem seichten Paragaster wegziehen, noch gut zu erkennen. Die Furchen sind 0,3 bis 0,4 mm breit und durch 0,5 bis 1 mm breite Lamellen getrennt. Die ziemlich dichte Unterseite des Schwammes wird von winzigen, 0,25 bis 0,32 mm weiten Ostien durchbrochen.

Vorkommen: *Cytoracia variabilis* tritt vereinzelt bereits im Argovien der Schweiz auf; häufig ist die Art im oberen Weißen Jura der Schwäbischen Alb.

Unterordnung Tetracladina Zittel, 1878
Familie Sontheimiidae Schrammen, 1936
Sontheimia Kolb, 1910

Sontheimia ist die einzige bisher bekannte Gattung der Familie Sontheimiidae. Sie ist gekennzeichnet durch plumpe Tetraclone mit wenig verästelten Zygomen.

Typusart: *Sontheimia parasitica* Kolb, 1910; des. de Laubenfels, 1955.

Sontheimia parasitica Kolb

*1910 *Sontheimia parasitica* n. sp. — Kolb, Kieselsp. d. Weißen Jura, S. 207, Taf. 14, Fig. 29—33; Taf. 20, Fig. 10—12.
1936 *Sontheimia parasitica* Kolb — Schrammen, Kieselsp. Süddeutschl., S. 71, Taf. 19, Fig. 1, 2.

Sontheimia parasitica wächst in knolligen Überzügen auf anderen Schwämmen oder in rundlichen bis abgerundet zylindrischen Formen. Die einzige weitere bekannte Art dieser Gattung, *S. perforata*, unterscheidet sich durch den Besitz eines tiefen und engen Paragasters.

Die von Kolb abgebildeten Originale befanden sich (nach Kolb, 1910, Tafelerklärung zu Taf. 20) in der paläontologischen Staatssammlung in München und sind im Kriege verlorengegangen.

Aus Laisacker liegt ein Bruchstück (1957 II 175) vor. Der Durchmesser beträgt 25 bis 27 mm; von der Länge sind 3 cm erhalten. Der Scheitel ist abgerundet und deutlich eingetieft. Wahrscheinlich wurde eine leichte Einsenkung sekundär vergrößert. Eine tief eingesenkte Zentralhöhle ist jedenfalls nicht vorhanden.

Auf der Oberfläche sind winzige, 0,16 bis 0,25 mm weite Ostien unregelmäßig verstreut.

Das Skelett besteht aus mäßig gut erhaltenen Trideren. Tetraclone mit vier ausgebildeten Armen konnten nicht beobachtet werden. Die Enden der Arme sind schwach verästelt. An manchen Clonen lassen sich einzelne kleine, warzenartige Höcker erkennen. Die Länge der Arme beträgt etwa 0,25 mm.

Vorkommen: *Sontheimia parasitica* war bisher nur aus dem oberen Weißen Jura von Sontheim und Gerstetten (Schwäbische Alb) bekannt.

Familie Protetraclidae Schrammen, 1936
Rhizotetraclis Kolb, 1910

Typusart: *Rhizotetraclis plana* Kolb durch Monotypie.

Auf Grund der einzigen bekannten Art charakterisiert Kolb (1910, S. 208) die äußere Form der Gattung als „gerandete Platten von mäßiger Größe und Dicke, mit unregelmäßigem Umriß und etwas eingesenkter Oberfläche." Das Skelett wird von stark verästelten Tetraclonen gebildet.

Rhizotetraclis plana Kolb

Taf. 2, Fig. 2.

*1910 *Rhizotetraclis plana* n. sp. — Kolb, Kieselsp. d. Weißen Jura, S. 209, Taf. 17, Fig. 2—9, Taf. 20, Fig. 13.
1936 *Rhizotetraclis plana* Kolb — Schrammen, Kieselsp. Süddeutschl., S. 73.

Die Originale zur Erstbeschreibung von Kolb sind in der paläontologischen Staatssammlung in München nicht mehr vorhanden und wohl dem Krieg zum Opfer gefallen.

In Laisacker wurde ein Exemplar (1957 II 176) gefunden, das vermutlich zu Rhizotetraclis plana gehört. Erhalten ist nur eine Hälfte der Außenseite.

Die äußere Form war anscheinend trichterförmig nach unten spitz zulaufend. Der gerundete Rand ist mit einer schwachen Kante abgesetzt. Der Durchmesser des Exemplars beträgt am oberen Rand 56 mm; die Wand ist über 10 mm dick. Die Oberfläche der Außenseite wird von winzigen, 0,12 bis 0,16 mm weiten Ostien durchbrochen.

Einzelne schlecht erhaltene Nadeln lassen erkennen, daß das Skelett aus kleinen Tetraclonen aufgebaut war mit etwa 0,16 mm langen Armen. Einzelheiten sind daran nicht mehr zu erkennen.

Von den aus dem oberen Jura bekannten Tetracladina läßt sich das vorliegende Exemplar auf Grund der winzigen Kanalöffnungen nur bei *Rhizotetraclis plana* einreihen. Die Wachstumsform weicht — soweit erkennbar — von dem bei Kolb (1910, Taf. 20, Fig. 13) abgebildeten Exemplar nur durch stärkere Krümmung der Wand ab.

Vorkommen: Die Art war bisher nur aus dem oberen Weißjura von Sontheim a. d. Brenz beschrieben.

d) Stratigraphische Verbreitung der beschriebenen Arten.

Tabelle 1

	unterer	mittlerer Malm	oberer
Stauroderme lochense (Quenstedt)	+	+	+
Tremadictyon reticulatum (Goldfuss)	+	+	+
Tremaphorus alternans (Schrammen)		+	+
Craticularia paradoxa (Münster)	+	+	+
Paracraticularia procumbens (Goldfuss)	+	+	+
Sphenaulax costata (Goldfuss)	+	+	+
Cytoracia variabilis (Kolb)	+		+
Sontheimia parasitica (Kolb)			+
Rhizotetraclis plana (Kolb)			+

Die Arten der Hyalospongea, welche in Laisacker vorkommen, sind — mit Ausnahme von *Tremaphorus alternans* — aus dem gesamten Weißen Jura von Süddeutschland bekannt, außerdem aus dem Malm des Schweizer Jura und dem Oxford von Polen. Es handelt sich durchweg um Arten, die zeitlich wie auch geographisch eine große Reichweite besitzen. Auch *Tremaphorus alternans* tritt bereits im mittleren Malm auf.

Die wenigen vorkommenden Arten der Lithistida sind dagegen bisher in Süddeutschland nur aus dem oberen Weißen Jura beschrieben; *Cytoracia variabilis* kommt daneben auch bereits im Argovien des Schweizer Jura vor. Kennzeichnend für den oberen Malm ist das Auftreten der Tetracladina. Vertreter dieser Unterordnung sind im unteren und mittleren Malm sehr selten; im oberen Malm werden sie häufiger und erlangen dann in der Kreide eine weite Verbreitung. *Sontheimia parasitica* und *Rhizotetraclis plana* scheinen auf Ablagerungen des oberen Malm beschränkt zu sein.

3. Schwamm-Ökologie im Riff von Laisacker

a) Verteilung der Spongien im Riff von Laisacker.

Die Hauptmasse des Riffes von Laisacker wird von einem hellen, dichten, zu einem großen Teil aus Fossilresten bestehenden Kalk gebildet. Neben Korallen nehmen Hydrozoen einen wichtigen Anteil am Aufbau des Riffes ein.

Schwämme bilden in diesen Riffkalken nur einen untergeordneten Faunenbestandteil; sie können keinesfalls als Riffbildner angesehen werden. Unter den Funden überwiegen Bruchstücke großer Exemplare der Hyalospongea; seltener sind Lithistida. Calcispongea treten ganz zurück.

In der Südostecke des Steinbruchs, in dem derzeit noch abgebaut wird, ist eine durchschnittlich ½ m mächtige Lage von porösem gelblichem oder rötlichem Kalk angeschnitten, die mit 45° Neigung in den hellen Korallen-Hydrozoen-Kalk eingelagert ist (siehe Taf. 1, Fig. 1).

Diese Lage besteht fast ausschließlich aus organischen Resten, vor allem aus Bruchstücken von Korallen, Skelettresten von Kalkschwämmen und kleinen

Muscheln. Auch ganze Korallen sind recht häufig; sie werden jedoch in der Individuenzahl von Kalkschwämmen übertroffen, die hier in ungewöhnlich großer Menge anzutreffen sind.

Die systematische Bearbeitung der Calcispongea von Laisacker soll in einer späteren Arbeit nachgeholt werden. Vorerst kann nur eine Liste der bisher bestimmten Arten angeführt werden:

Corynella sp., aff. *quenstedti* Zittel
Myrmecidium hemisphaericum (Goldfuss)
Eusiphonella bronnii (Münster)
Peronidella sp.
Enaulofungia glomerata (Quenstedt)

In der Individuenzahl überwiegt bei weitem *Myrmecidium hemisphaericum*. Alle anderen Arten treten in ihrer Häufigkeit dagegen sehr zurück.

Nachdem von den Calcispongea häufig auch Stöckchen aus mehreren Individuen unversehrt erhalten sind, muß angenommen werden, daß sie nicht aus anderen Teilen des Riffes eingeschwemmt wurden, sondern ursprünglich hier gesiedelt haben.

Hyalospongea und Demospongea konnten in dieser Lage nicht gefunden werden.

An Begleitfauna treten neben den Korallen am häufigsten von Pelecypoden die Gattungen *Arctostrea* und *Exogyra* auf, außerdem kleine Seeigel.

Alle diese Fossilien werden von unregelmäßigen Krusten überzogen und miteinander verbacken. Im Dünnschliff lassen diese Krusten stellenweise Strukturen von Kalkalgen erkennen. In ihrer Form ähneln die Überzüge rezenten Lithothamnien. Die inkrustierenden Kalkalgen machen in dieser in den Korallenkalk eingeschalteten Lage einen beträchtlichen Anteil der Gesteinsmasse aus.

Zusammenfassend läßt sich im Riff von Laisacker folgende Verteilung der Spongien feststellen: Im eigentlichen Korallenkalk sind Schwämme insgesamt nicht besonders häufig; unter den Funden überwiegen die Hyalospongea; in einer in das Riff eingeschalteten, an Kalkalgen reichen Lage treten Spongien in sehr großer Zahl auf, und zwar ausschließlich Calcispongea.

Diese Verteilung gilt strenggenommen nur für einen kleinen Ausschnitt des Riffes, aus dem durch den Steinbruchbetrieb eine größere Anzahl von Fossilien gewonnen werden konnte. Hyalospongea und Demospongea sind mit Sicherheit nur aus dem Korallenkalk unter der oben beschriebenen Lage bekannt. Eine ähnliche vorwiegend aus Kalkalgen und Kalkschwämmen bestehende Einlagerung konnte in den übrigen Aufschlüssen des Riffes bei Laisacker nicht entdeckt werden.

b) Paläo-ökologische Bedeutung der Spongienfauna von Laisacker.

Über die Verbreitung von Spongien an rezenten Korallenriffen wissen wir nicht allzuviel. De Laubenfels (1954) hat eine Bearbeitung der Schwämme von

Korallenriffen des Pazifik vorgenommen. Die Aufsammlungen dafür waren in der Hauptsache auf die Lagunen beschränkt und lieferten vorwiegend Demospongea, daneben einige Calcispongea. De Laubenfels (1954, S. 269) konnte feststellen, daß die Häufigkeit der Spongien nach der Seite der Atolle zunimmt, welche der vorherrschenden Windrichtung abgekehrt ist, und an windgeschützten Stellen besonders groß ist.

Hyalospongea fehlen an den rezenten Korallenriffen des Pazifik vollständig. Der Lebensraum dieser Tierklasse ist heute auf bedeutend größere Meerestiefen beschränkt. Bereits in der Oberkreide ist in küstenfernen Ablagerungen ein Überwiegen der Hyalospongea festzustellen, während in flachen Meeresbereichen die Lithistida gewöhnlich vorherrschen (siehe Wagner, 1963, S. 241!). Analog deutet sich im oberen Weißjura der Schwäbischen Alb eine Verflachung des Meeres in der Abnahme der Artenzahl der Hyalospongea und dem Anwachsen der Häufigkeit der Lithistida an. Diese Verflachung macht sich im Wachstum der Korallenriffe und in anderen Erscheinungen in den Ablagerungen bemerkbar (siehe Gwinner, 1952, S. 200 f.!).

In einer Zusammenstellung der von Schrammen (1936) bearbeiteten Schwammvorkommen der Schwäbischen Alb konnte Gwinner (1962, S. 198) zeigen, daß die Triaxonia (= Hyalospongea) im Weißjura Alpha bis Gamma den vorherrschenden Anteil der Spongienarten stellen, während im oberen Weißjura die Artenzahl der Triaxonia zurückgeht, die der Tetraxonia dagegen stark zunimmt.

Noch deutlicher wird diese Beziehung, wenn statt der von Schrammen (1936) verwendeten Ordnungen (Triaxonia, Tetraxonia, Monaxonia, Cryptaxonia) die Klassen Hyalospongea und Demospongea nebeneinandergestellt werden. An Stelle der Demospongea wird besser die ökologisch einheitlichere Ordnung Lithistida herangezogen, welcher der größte Teil der fossilen Demospongea angehört.

Tabelle 2

(nach Schrammen, 1936; Gwinner, 1962)

Weißjura		Artenanzahl der Hyalospongea	Lithistida
α	Streitberg	50	10
β/γ	Lochenhörnle	23	12
γ	Hossingen	28	15
δ	Hardtberg, Michelsberg	8	14
„Massenkalk“ δ-ξ_1	Heuchstetten	19	22
ξ	Gerstetten	10	22

Betrachten wir unter diesem Gesichtspunkt die Spongienfauna des Korallenkalkes von Laisacker, in welcher die Hyalospongea eindeutig überwiegen, so scheinen wir zu der Annahme gezwungen zu sein, daß dieses Riff in einem besonders tiefen Meeresgebiet entstanden ist. Eine Veränderung in der Zusammen-

setzung der Spongienfauna gegenüber der Schwammfazies älterer Weißjurastufen deutet sich hier nur in den Funden einiger weniger Tetracladina an.

Vermutlich wird aber das Vorwiegen der Hyalospongea in Laisacker durch die eigentümlichen Erhaltungsbedingungen vorgetäuscht. Von den Hyalospongea liegen in der Hauptsache Arten der Staurodermatidae und Craticulariidae vor, die durch ziemlich große, regelmäßig angeordnete Kanäle ausgezeichnet sind. Das Skelett ist mehr oder weniger vollständig zerstört. Auch die Umrisse der äußeren Form treten in vielen Fällen nicht mehr in Erscheinung, da die Schwämme infolge der starken Umkristallisation mit dem umgebenden Gestein verschmolzen sind.

Die Lithistida besitzen dünnere und meist recht unrege'mäßig angeordnete Kanäle; bei dem oben beschriebenen Erhaltungszustand dürften sie daher in der Regel bis zur Unkenntlichkeit umgewandelt sein. Das gleiche gilt in verstärktem Maße für die kleinen Calcispongea.

Aus der Verteilung der Schwammfunde im Korallenkalk von Laisacker auf verschiedene systematische Einheiten kann daher nicht unmittelbar auf die paläoökologischen Verhältnisse geschlossen werden. Immerhin läßt sich aus dem nicht seltenen Auftreten der Hyalospongea entnehmen, daß es sich um einen Bildungsraum handelt, der keinen heftigen Strömungen ausgesetzt war, etwa einen geschützten Bereich innerhalb des Riffkomplexes.

Bedeutend günstigere Erhaltungsbedingungen als der harte Korallenkalk bietet die oben erwähnte lockere, an Kalkalgen reiche Lage, in der die Kalkschwämme die äußere Form zum großen Teil noch vollständig zeigen.

Die Verbreitung der rezenten Kalkschwämme kennzeichnet DE LAUBENFELS (1957, S. 1083): „The Calcispongea live only in shallow water of full oceanic salinity, at depths of about 100 meters or less, and are much more abundant at depths of less than 10 meters than elsewhere." Das reiche Wachstum von Kalkschwämmen läßt also auf eine Bildung nahe der Meeresoberfläche schließen. Darauf deutet auch das völlige Fehlen der Hyalospongea und der Lithistida hin, die ruhigeres Wasser bevorzugen.

Der Vergleich mit der Verbreitung der rezenten Calcispongea kann nur mit Vorbehalt gezogen werden, da die Kalkschwämme des Oberjura der Ordnung Pharetronida angehören, von der in den heutigen Meeren nur noch vereinzelte Vertreter gefunden werden, und zwar meist in über 100 m Tiefe. Das geologische Vorkommen der Pharetronida läßt aber auf eine Bevorzugung flacher Meeresgebiete schließen, entsprechend der Verbreitung der Hauptmasse der rezenten Calcispongea. So treten sie beispielsweise im oberen Jura in größter Häufigkeit in der Flachwasserablagerungen charakterisierenden Oolith-Korallenfazies auf, die im tieferen Malm als rauracische Fazies im Schweizer Jura beginnt und im Weißjura Zeta mit der Ablagerung von Trümmeroolithen und dem Aufwachsen von Korallenriffen auf den süddeutschen Jura übergreift (siehe GWINNER, 1962, S. 189!).

In der an Kalkschwämmen reichen Lage in Laisacker ist der Einfluß kräftiger Wellenbewegung aus den Korallenbruchstücken zu ersehen, die hier massenhaft, von Kalkalgen umkrustet, vorkommen.

Kalkalgen gedeihen an rezenten Korallenriffen besonders üppig an Stellen mit starker Wasserbewegung. Ihre Verbreitung am Bikini-Atoll und benachbarten Atollen beschreiben Emery, Tracey & Ladd (1954, S. 79): „Massive, nodular, or encrusting growth of coralline algae . . . are found today in greatest abundance in the seaward margin of the reef constituents. They grow in abundance to depths of 50 or 60 feet on the seaward slopes and their detritus is carried down considerably deeper. They are important rock formers of the reef surface several hundred feet behind the reef edge, for they bind and encrust corals and debris into a solid mass even where they are a subordinate constituent."

In Laisacker bilden die Kalkalgen krustenartige Überzüge über Kalkschwämme, Korallenbruchstücke und andere Organismenreste — wohl überwiegend Schutt des eigentlichen Riffes — und verbacken diese zu einer bröckeligen Masse. Die Kalkalgen selbst sind demnach nicht als Schutt eingeschwemmt, sondern die Lage, in der sie hier massenhaft auftreten, war ihr ursprünglicher Lebensraum. Der Vergleich mit dem Vorkommen von Kalkalgen an rezenten Riffen läßt den Schluß zu, daß die algenreiche Lage in Laisacker an der Oberfläche des Riffes in ziemlich flachem Wasser gebildet wurde.

Damit ist nicht gesagt, daß der gesamte Korallenkalk von Laisacker sehr nahe der Meeresoberfläche entstanden ist, da die beschriebene Lage einer zeitlichen Veränderung der ökologischen Bedingungen entsprechen kann, etwa einer vorübergehenden Verflachung des Meeres. Die Verteilung der Schwammfunde läßt jedenfalls darauf schließen, daß die Hauptmasse des Korallenkalkes in ruhigerem Wasser gebildet wurde. Ob dies durch etwas größere Meerestiefe oder durch geschützte Lage bedingt ist, läßt sich aus der Schwammfauna nicht ablesen.

Schriftenverzeichnis

Barthel, K. W., 1959: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **108**, S. 47—74, Taf. 5—6, 7 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

Barthel, K. W., 1961: Zum Alter der Riffkalke von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **1**, S. 23—24. München.

Emery, K. O., Tracey, J. I. & Ladd, H. S., 1954: Geology of Bikini and nearby atolls. — Geol. Surv. Prof. Pap., **260**-A, XV+265 S., 73 Taf., 84 Abb., 27 Tab., 11 Karten. Washington.

Goldfuss, A., 1826—33: Petrefacta Germaniae, 1. Teil. — 252 S., 71 Taf. Düsseldorf.

Gwinner, M. P., 1962: Geologie des Weißen Jura der Albhochfläche (Württemberg). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **115**, S. 137—221, Taf. 10—13, 22 Abb., 1 Tab. Stuttgart.

Hinde, G. J., 1887—1912: A monograph of the British fossil sponges. Vol. 1. Sponges of Palaeozoic and Jurassic strata. — (Palaeontogr. Soc. 1886—1911), 264 S., 19 Taf., 7 Abb. London.

Kolb, R., 1910: Die Kieselspongien des schwäbischen Weißen Jura. — Palaeontographica, **57**, S. 141—256, Taf. 11—21, 27 Abb. Stuttgart.

Kraus, O., 1962: Internationale Regeln für die zoologische Nomenklatur. 90 S., Frankfurt am Main.

Laubenfels, M. W. de, 1954: The sponges of the West Central Pacific. — Oregon state monogr. Stud. in Zool., **7**, X+320 S., 12 Taf., 200 Abb., 8 Tab. Corvallis.
Laubenfels, M. W. de, 1955: Porifera. In: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part E, S. 21—122, Abb. 14—89, New York u. Lawrence.
Laubenfels, M. W. de, 1957: Marine sponges. In: Treatise on Marine Ecology and Paleoecology, vol. 1, Ecology. — Geol. Soc. Amer. Mem., **67**, S. 1083—1086. Washington.
Moret, L., 1926: Les spongiaires siliceux du Callovien de la Voulte-sur-Rhone (Ardeche). — Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, **13**, Mem. 11, S. 123—140, Taf. 6—9, Abb. 23—29. Lyon.
Oppliger, F., 1897: Die Jura-Spongien von Baden. — Abh. schweiz. paläont. Ges., **24**, 58 S., 11 Taf. Zürich.
Oppliger, F., 1915: Die Spongien der Birmensdorferschichten des schweizerischen Jura. — Abh. schweiz. paläont. Ges., **40**, 84 S., 12 Taf. Genf.
Quenstedt, F. A., 1858: Der Jura. — 842 S., 100 Taf. Tübingen.
Quenstedt, F. A., 1878: Petrefactenkunde Deutschlands, 5. Band: Die Schwämme. — 612 S., Taf. 115—142. Leipzig.
Reid, R., 1963: Notes on a classification of the Hexactinosa. — Journ. Paleont., **37**, S. 218—231, Menasha.
Schneid, Th., 1915—16: Die Geologie der Fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. — Geogn. Jh., **17** (1914), S. 59—170, Taf. 1—9, und **18** (1915), S. 1—60. München.
Schrammen, A., 1936: Die Kieselspongien des oberen Jura von Süddeutschland. — Palaeontographica, **84**, S. 149—194, Taf. 14—23, und **85**, S. 1—114, Taf. 1—17. Stuttgart.
Siemiradzki, J. v., 1914: Die Spongien der polnischen Juraformation. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns u. d. Orients, **26**, S. 163—211, Taf. 8—13. Wien u. Leipzig.
Wagner, W., 1963: Die Schwammfauna der Oberkreide von Neuburg (Donau). — Palaeontographicica A, **122**, S. 166—246, Taf. 24—28, Stuttgart.
Ziegler, B., 1962: Beobachtungen an hexactinelliden Spongien. — Eclogae geol. Helv., **55**, S. 573—585, 3 Taf., 2 Abb., Basel.
Zittel, K. A. v., 1877—78: Studien über fossile Spongien I—III. — Abh. II. Cl. königl. bayer. Akad. Wiss., **13**, 138 S., 12 Taf. München.

Tafelerklärungen

Tafel 1

Fig. 1: Steinbruch im Korallenkalk des Weißjura Zeta 1 nördlich Laisacker, Südostwand. Die poröse, an Kalkschwämmen reiche Lage (Unterkante durch helle Punkte angedeutet) verläuft in der Mitte schräg von rechts oben nach links unten und bildet links über der Lore eine Rinne. Die Hyalospongea und Demospongea stammen aus dem Korallenkalk rechts unter dieser Lage. (Aufnahme: Dr. K. W. Barthel).

Fig. 2: *Sphenaulax costata* (Goldfuss), Lectotypus, Original zu Goldfuss, 1826, Taf. 2, Fig. 10b (Sammlung Bonn Nr. 26b), Weißer Jura, Streitberg, nat. Größe.

Fig. 3: *Sphenaulax costata* (Goldfuss) (1957 II 9), Weißjura Zeta 1, Laisacker, nat. Größe.

Fig. 4: *Tremaphorus alternans* (Schrammen) (1957 II 165), Weißjura Zeta 1, Laisacker, nat. Größe.

Fig. 5: *Tremaphorus alternans* (Schrammen) (1940 VI 1002), mittlerer Weißjura, Erkenbrechtsweiler, nat. Größe.

Tafel 2

Fig. 1: *Tremadictyon reticulatum* (Goldfuss) (1957 II 161), Weißjura Zeta 1, Laisacker, nat. Größe.

Fig. 2: *Rhizotetraclis plana* Kolb (1957 II 176), Weißjura Zeta 1, Laisacker, nat. Größe.

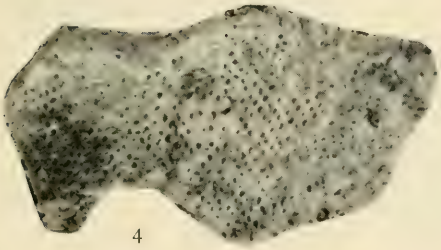
Fig. 3: *Hyalospongea indet.* (1957 II 170), Weißjura Zeta 1, Laisacker, x 0,5.

Fig. 4: *Tremadictyon reticulatum* (Goldfuss), Lectotypus, Original zu Goldfuss, 1826, Taf. 4, Fig. 1c (Sammlung Bonn Nr. 42), unterer Weißjura, Streitberg, nat. Größe.

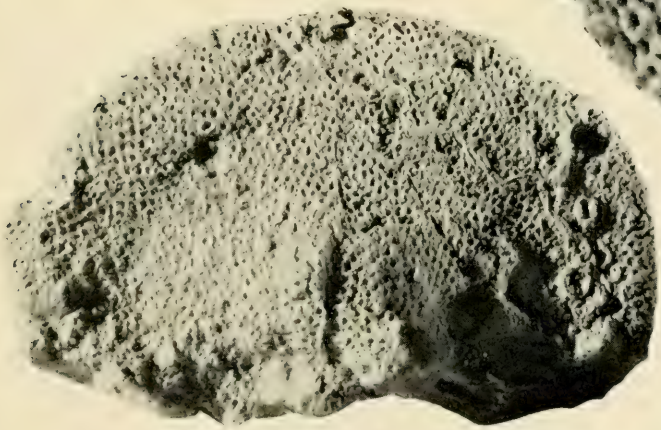
1

2

3

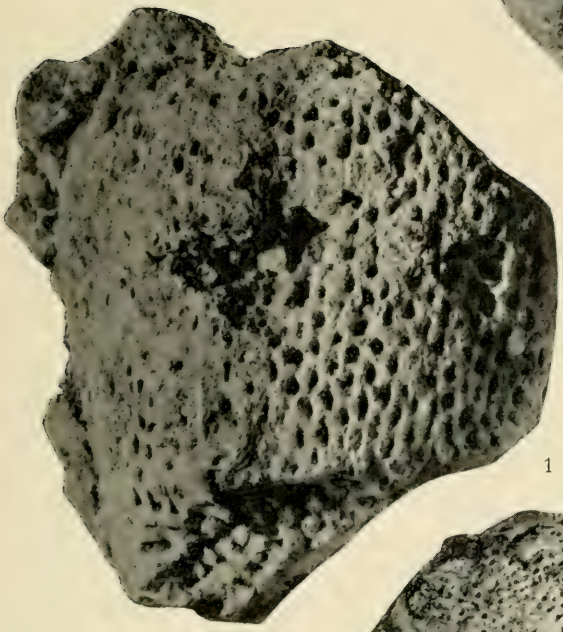


4

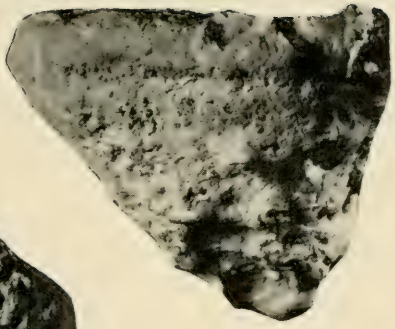


5

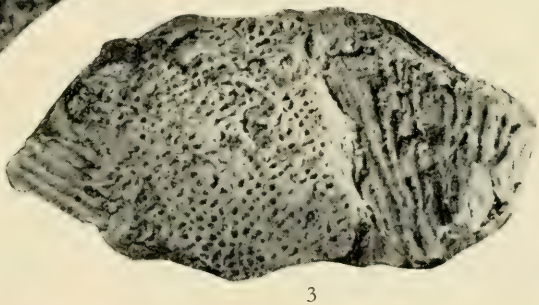
Tafel 1



1



2



3

4

Tafel 2

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 3 | 21—26 | München, 1. Nov. 1963

Zur Arthropoden-Fauna des Karbons und Perms. 17[1]). Saaromioptera jordani n. g. n. sp. (Ins., Miomoptera) aus dem Stefan A des Saarkarbons

Von Paul Guthörl, Bexbach-Saar[2])

Mit Tafel 3 und 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Aus dem Stefan A, Göttelborner Schichten, *Leaia*-Horizont des Saarkarbons wird ein neuer Insektenrest als *Saaromioptera jordani* n.g.n.sp. abgebildet und beschrieben und in die Familie Archaemiopteridae eingereiht. *Eodelopterum priscum* W. Schmidt, das im Westfal B des Ruhrkarbons gefunden wurde, dürfte ebenfalls in diese Familie gehören. Die Insekten-Ordnung Miomoptera ist somit aus dem Westfal und Stefan des Oberkarbons sowie aus dem Unteren und Oberen Perm nachgewiesen.

Summary

A new Carboniferous insect, *Saaromioptera jordani* n.g.n.sp. from the Stephanian A (*Leaia* horizon of the Göttelborn beds) is figured and described. It is considered to be a member of the family Archaemiopteridae. *Edelopterum priscum* W. Schmidt, recovered from the Carboniferous (Westfalian B) of the Ruhr district, may also be placed within this family. The order Miomoptera, therefore, is now recorded from the Stephanian and Westfalian of the Upper Carboniferous as well as from the Lower and Upper Permian.

Anläßlich einer geologisch-palaeontologischen Exkursion, die Professor Dr. Richard Dehm-München in der Woche nach Pfingsten im Jahre 1962 in das südliche Gebiet zwischen Mosel und Rhein mit Studenten und Studentinnen durchgeführt hat, besuchten sie auch das Saarland, woselbst sie einige Tage weilten. In der Schichtenfolge des *Leaia*-Horizonts, der auch bei Hangard im östlichen Saarland zutage geht, hat die Studentin, Fräulein Helga Grümer aus München neben dem Leitfossil *Leaia bäntschiana* auch einen kleinen Insektenflügel gefunden. Bei näherer Betrachtung desselben konnte ich feststellen, daß es sich um einen Miompteren-Rest handelt. Von dieser Insekten-Ordnung habe ich hier bereits zwei verschiedene Vertreter gefunden, die abgebildet und be-

[1]) 16. *Frankenholzia culmanni* n. g. n. sp. (Ins., Palaeodict.) aus dem Westfal D der Grube Frankenholz-Saar. — Palaeont.Z., **36**, Stuttgart 1962.

[2]) Dr. h. c. Paul Guthörl 6652 Bexbach, Saar. Rosenstr. 27.

schrieben sind (Guthörl, 1962). Der neue Fund wurde mir liebenswürdigerweise zur Bearbeitung überlassen. Im Nachstehenden soll auch dieser abgebildet und ausführlich beschrieben werden.

Ordnung Miomoptera A. B. Martynov

Familie Archaemiopteridae Guthörl

Typus-Gattung *Archaemioptera carbonaria* Guthörl

Genus *Saaromioptera* n. gen.

Derivatio nominis: Saaro = nach dem Fluß Saar im Saarland; meion = weniger (klein); Pteron = Flügel.

Genotypus: *Saaromioptera jordani* n. sp.

Diagnose: Vorderflügel rund 2½ mal so lang wie breit. Vorderrand stärker, Hinterrand schwächer gebogen. Sector radii im ersten Viertel (proximal) vom Radius abzweigend. Medialis und Cubitus im ersten Drittel (proximal) aus einem Hauptaderstamm entstehend. Hauptgeäder schwach verzweigt. Analfeld etwa zwei Fünftel der Flügellänge einnehmend.

Saaromioptera jordani n. sp.

Taf. 3, Fig. 1A—B, 2A—B und Abb. 1

Derivatio nominis: nach dem im Jahre 1887 verstorbenen Saarbrücker Sanitätsrat Dr. med. Friedrich Wilhelm Hermann Jordan, der sich um die Erforschung der Tierwelt des Karbons und Perms im Saarland sehr verdient gemacht hat.

Holotypus: Urstück (Druck und Gegendruck) zu Tafel 3, Fig. 1A—B, 2A—B und Abb. 1 vorliegender Abhandlung (Bayer. Staatssammlung für Palaeontologie und historische Geologie in München, Nr. 1962 VIII 146a und 1962 VIII 146b.)

Locus typicus: Hangard im Ostertal bei Neunkirchen-Saar; östliche Böschung eines Feldweges, der am nördlichen Ausgang des Dorfes in nordwestlicher Richtung von der Hauptstraße Hangard—Fürth abzweigt.

Stratum typicum: Oberes Oberkarbon, Stefan A (Untere Ottweiler Gruppe), Göttelborner Schichten, *Leaia*-Horizont.

Diagnose: Subcosta offenbar kurz, etwa zwei Fünftel der Flügellänge einnehmend. Radius einfach, schlank-S-förmig geschwungen, fünf Sechstel der Flügellänge erreichend. Sector radii durch wiederholte Gabelung drei Zweige bildend, nach dem Spitzenrand gerichtet. Medialis einen langen, Cubitus einen kurzen einfachen Gabelast bildend; Zweige nach dem Hinterrand gerichtet. Analis aus einem einfachen und einem kurzgabelförmigen Zweig bestehend.

Erhaltung: Ein linker Vorderflügel in hellgelblichgrauem Schieferton[3]). Er hebt sich recht undeutlich vom Gestein ab. Flügelränder und Hauptgeäder

[3]) Die hellgelblichgraue Gesteinsfarbe entstand bei der Verwitterung. Unter Tage ist die Gesteinsfarbe grauschwarz.

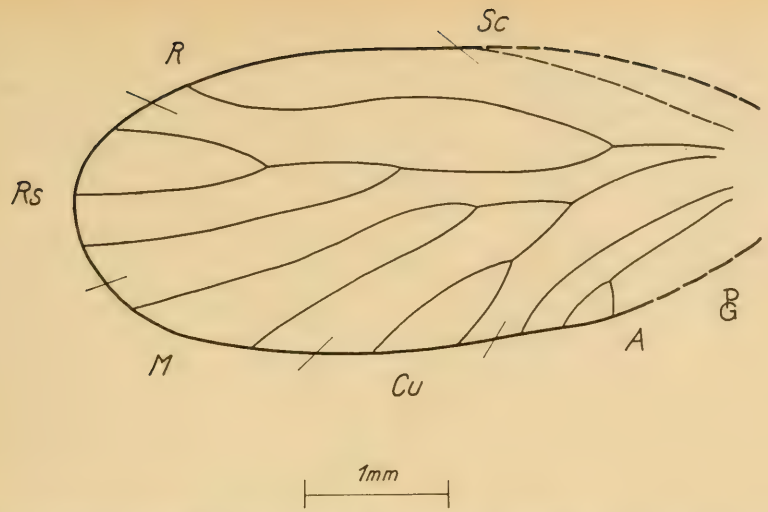


Abb. 1. *Saaromioptera jordani* n. g. n. sp. — X 20. Holotypus. Hangard im Ostertal. — Oberes Oberkarbon, Stefan A (Untere Ottweiler Gruppe), Göttelborner Schichten, *Leaia*-Horizont.

sind nicht so deutlich ausgeprägt wie bei den früheren Funden vom gleichen Fundort. Der proximale Teil des Vorderrandes, sowie die Subcosta sind nicht erhalten. Von einem Zwischengeäder ist nichts zu sehen.

Maße:	Länge des Vorderflügels	5,0 mm
	Größte Breite des Vorderflügels	2,1 mm
	Verhältnis von Breite zur Länge	1 : 2,4

Beschreibung: Der Flügelvorderrand ist etwas stärker und gleichmäßig nach vorne, der Hinterrand nur ganz schwach nach hinten gebogen. Ob sie an der Flügelbasis ± stark umgebogen waren, läßt sich nicht mehr feststellen. Die Costa (C) ist marginal und bildet den Vorderrand. Die Subcosta (Sc) war offenbar recht kurz; sie dürfte etwa zwei Fünftel der Flügellänge eingenommen haben. Im ersten Drittel von der Flügelbasis entfernt gibt der Radius (R) seinen Sektor (Rs) ab. Der erstere hat einen langen, schlank-S-förmigen Verlauf und trifft den vorderen Spitzenrand. Die Breite des Feldes zwischen dem Vorderrand und dem Radius beträgt etwas weniger als 0,5 mm. Der Sector radii verläuft bis über die Flügelmitte hinaus zunächst einfach, bildet dann eine Gabel, dessen vorderer Zweig noch einmal gegabelt ist, der hintere einfach bleibt. Die drei Zweige sind nach dem mittleren Spitzenrand gerichtet. Medialis (M) und Cubitus (Cu) entspringen einem Hauptaderstamm. der stärker nach hinten gebogen ist. Die Stelle der Verzweigung liegt im ersten Drittel (proximal) der Flügellänge. Medialis und Cubitus verlaufen jeweils auf einer kurzen Erstreckung einfach. Die Medialis

bildet dann einen langen einfachen, der Cubitus einen kurzen einfachen Gabelzweig. Die Zweige sind nach dem hinteren Spitzenrand, bzw. nach dem Hinterrand gerichtet. Das Analfeld (A) ist verhältnismäßig klein. Die vordere Ader ist einfach und stärker gebogen, fast ebenso die hintere, die aber kurz vor Erreichung des basalen Hinterrandteiles einen kurzen Gabelzweig bildet. Der Radius und die Analadern sind positiv (+), das übrige Hauptgeäder negativ (—). Von einem Zwischengeäder ist nichts festzustellen.

Beziehungen: Sowohl die Flügelform wie auch die absolute Größe lassen in *Saaromioptera jordani* einen Vertreter der Familie Archaemiopteridae erkennen. In der nachstehenden Tabelle wurde auch *Eodelopterum priscum* W. Schmidt (1962) zum Vergleich aufgenommen. Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, daß die drei ersten Formen Unterschiede untereinander aufweisen, wodurch die drei verschiedenen Gattungen wohl zu Recht bestehen.

Art	Flügellänge mm	Verhältnis von Breite zur Länge 1:	Hauptäste und deren Verzweigung						
			Sc	R	Rs	M	Cu	A	Sa
Archaemioptera carbonaria (V)	5,3	2,22	1	2	4	2	2	1	12
„ „ (H)	5,4	2,25	1	2	3	2	2	2	12
Tychtodelopterum relictum	3,2	2,13	1	1	4	2	2	2	12
Saaromioptera jordani	5,0	2,40	1	1	2	3	2	3	12
Eodelopterum priscum (V)	4,0	2,11	1	1	4	5	3	1	15
„ „ (H)	?	?	1	1	2	5	3	?	13

Aus der Tabelle und der vom Verfasser nach der Schmidtschen Skizze hergestellten schematischen Zeichnung eines Vorderflügels von *Eodelopterum priscum* (Abb. 2) kann man ersehen, daß diese neue Form auch in die Familie Archaemiopteridae gehören dürfte. Jedenfalls sind die Beziehungen zu dieser größer als zu der Familie Palaeomantidae Handl (= Delopteridae Sell).

Bei *Archaemioptera carbonaria* zweigt der Sector radii nahe der Flügelbasis vom Radius ab; ebenfalls bei *Tychtodelopterum relictum* und *Saaromioptera jordani*. Bei *Eodelopterum priscum* trennt sich der Sector radii näher der Flügelmitte (proximal) vom Radius.

Bei *Archaemioptera carbonaria* liegt die Verzweigungsstelle von Medialis und Cubitus nahe der Flügelbasis, ebenfalls bei *Tychtodelopterum relictum und Eodelopterum priscum*; dagegen bei *Saaromioptera jordani* näher der Flügelmitte (proximal).

Schmidt (1962) konnte auch nachweisen, daß nunmehr *Eodelopterum priscum*, das im Westfal B des Ruhrkarbons gefunden wurde, der älteste Vertreter der entsprechenden Ordnung ist.

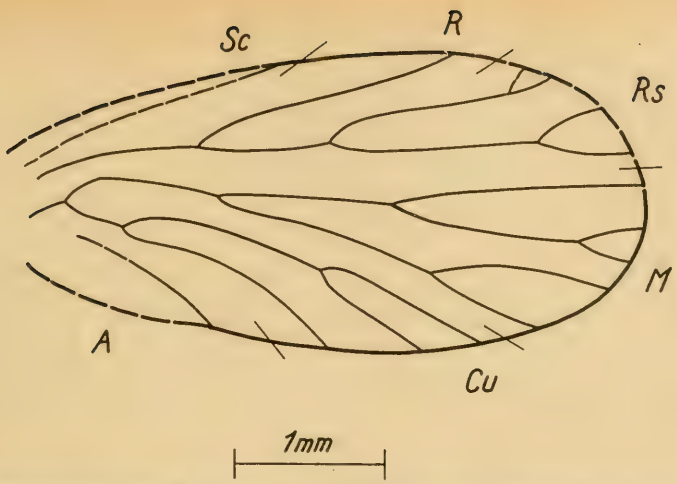


Abb. 2. *Eodelopterum priscum* W. Schmidt. — X 20. Holotypus. Gewerkschaft Auguste Viktoria (Ruhrgebiet). — Mittleres Oberkarbon, Unteres Westfal B, Mittlere Essener Schichten.

Bezüglich des Hauptgeäders von *Stefanomioptera hangardi* Guthörl und *Stefanomioptera ostertali* Guthörl (Guthörl, 1962) ist nachträglich folgendes zu bemerken. Bei diesen beiden Mionopteren-Flügeln sind jeweils der Radius, Cubitus und die Analadern positiv (erhaben), dagegen die Subcosta, Sector radii und Medialis negativ (vertieft). Im rechten Vorderflügel von *Eodelopterum priscum* ist der Radius eine positiv, der Sector radii eine verzweigte negativ verlaufende Ader. Wie sich das übrige Hauptgeäder in dieser Hinsicht verhält, geht aus der Schmidtschen Beschreibung nicht hervor. Es dürfte aber demjenigen der beiden *Stefanomioptera*-Arten und von *Saarmioptera jordani* ähnlich oder sogar gleich sein.

Schriftenverzeichnis

Guthörl, P., 1962: Zur Arthropoden-Fauna des Karbons und Perms. 13. Neue Funde von Miomopteren aus dem Stefan A des Saarkarbons. — Palaeont. Z., H. Schmidt-Festband, Stuttgart.

Martynova, O. M., 1958: Materialy k Osnovani Palaeontol., **2**, Moskau (Russ.).

Rohdendorf, B., Becker-Migdisova, E., Martynova, O. M. & Sharov, A. G., 1961: Palaeozoische Insekten des Kusnezk-Beckens. — Trav. Palaeontol. Inst. Acad. Nauk URSS, **85**, Moskau (Russ.).

Schmidt, W., 1962: Neue Insekten aus dem rheinisch-westfälischen Oberkarbon. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3**, **2**, Krefeld.

Weitere einschlägige Schriften siehe in Guthörl, 1962.

Tafelerläuterung

Tafel 3

Fig. 1—2: *Saaromioptera jordani* n. g. n. sp. — Holotypus.
1 A = Druck x 2 (eingekreist); 1 B x 10.
2 A = Gegendruck x 2 (eingekreist); 2 B x 10.
Fundort: Hangard im Ostertal bei Neunkirchen (Saar).
Fundschichten: Oberes Oberkarbon, Stefan A (Untere Ottweiler Gruppe), Göttelborner Schichten, *Leaia*-Horizont.
Verbleib: Bayer. Staatssammlung für Palaeontologie und historische Geologie München, Nr. 1962-VIII-146a u. 1962-VIII-146b.

1 A

1 B

2 A

2 B

Tafel 3

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 3 | 27—33 | München, 1. Nov. 1963

Einige Idoceratinae (Ammonoidea) aus dem südlichen Fränkischen Jura

Von K. Werner Barthel, München[1])

mit einem Beitrag von O. Strobel, München

Mit 2 Abbildungen und Tafel 4

Zusammenfassung

Nebrodites (*Mesosimoceras*) *evolutus* Gemmellaro wird aus dem unteren Malm (*planula*-Zone) der fränkischen Alb beschrieben. Es ist dies das bisher nördlichste bekannte Vorkommen der Art. *Idoceras balderum* (Oppel) aus dem mittleren Malm (*uhlandi*-Subzone) kann in Franken, wohl erstmals, bestimmten Bänken zugeordnet werden, nämlich 366 und 367/368 von Schmidt-Kaler, 1961 und 1962.

Summary

Nebrodites (*Mesosimoceras*) *evolutus* Gemmellaro is recorded from early Upper Jurassic beds (*planula*-zone) of the Franconian Alb. This is the nothernmost occurence of this species so far known. *Idoceras balderum* (Oppel) from the middle Upper Jurassic (*uhlandi*-subzone) can be linked, for probably the first time in Franconia, to beds 366 and 367/368 of Schmidt-Kaler 1961, 1962.

Begehungen und Kartenaufnahmen am nordöstlichen Riesrand während der jüngsten Zeit erbrachten interessante Fossilfunde. Zwei davon werden wegen ihrer zoogeographischen beziehungsweise stratigraphischen Bedeutung hier näher betrachtet.

Herrn Prof. Dr. R. Dehm verdankt die Bayerische Staatssammlung den Fund eines seltenen Idoceratinae. Das Fossil entstammt der Riffazies des Malm (Grenzbereich der Zonen des *Epipeltoceras bimammatum* [Quenstedt] und des *Idoceras planula* [Hehl]), aufgeschlossen im Bruch des Schotterwerkes Schneider. Der Bruch liegt etwa 500 m östlich des Obelshofes bei Heidenheim am Hahnenkamm und wurde bereits von Wegele 1929, S. 148/149 beschrieben.

Das Fossil gehört in die Gruppe des *Nebrodites* (*M.*) *herbichi* (Hauer) 1856, die mit seltenen Individuen bereits im unteren Malm auftritt. Aus der gleichen

[1]) Konservator Dr. K. Werner Barthel, Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10.

Gruppe hat Zeiss 1962, S. 59 *Mesosimoceras* aff. *herbichi* bekanntgemacht, und zwar aus der *planula*-Zone (oberer Teil). Das Zeisssche Stück stammt von der nördlichen Frankenalb.

Nebrodites (*Mesosimoceras*) *evolutus* (Gemmellaro) 1876
Taf. 4, Fig. 1—3, Abb. 1

*1876 *Simoceras evolutum* sp. nov. — Gemmellrao, Sugli strati con Aspidoceras acanthicum etc., S. 7.
1877 *Simoceras zeuxis*, Gemm. — Gemmellaro, . . . zona inferiore degli strati con *Aspidoceras acanthicum*, S. 214, Taf. 15, Fig. 5.
1959 *Nebrodites zeuxis* (G. Gemmellaro, 1877, Taf. 15, Fig. 5) — B. Ziegler, Idoceras und verwandte Gattungen, S. 42.

Zum Namen: Gemmellaro stellte 1876 *Simoceras evolutum* mit einer kurzen Diagnose auf. Als ihm zur Kenntnis kam, daß Neumayr (1871, S. 41 [23], Taf. 14, Fig. 2) einen *Perisphinctes evolutus* aus dem oberen Dogger von Balin beschrieben hatte, änderte er seinen Artnamen *evolutum* 1877 in *zeuxis*. Nach den Regeln der ICZN (Art. 52) haben beide *evolutus* Bestand, da für verschiedene, nicht nahe verwandte Gattungen aufgestellt. Der Name *zeuxis* ist dagegen hinfällig, obwohl ihn Gemmellaro zur Vermeidung von Verwechslungen einführte.

Maße: in cm

	D	N	Wh	Wd	Wd (üb. die Rippen)
	18,9	11,3	4,4	3,5	4,2
		0,60	0,23	0,185	0,22
bei	16,7	10,0	3,6	3,2	3,9
		0,60	0,22	0,19	0,23

Anzahl der Rippen:

Letzter Umgang 32 (davon 14 auf die große, 18 auf die kleine Hälfte).

Vorletzter Umgang ca. 40 (große Hälfte ca. 19, kleine ca. 21). Nächstkleinerer Umgang, nur kleine Hälfte zählbar: 27.

Einschnürungen:

Vier auf dem letzten Umgang, davon zwei unmittelbar vor der Mündung.
Zwei auf dem vorletzten Umgang.

Bei weiteren Umgängen ist eine Zählung wegen des Erhaltungszustandes nicht möglich.

Bemerkungen und Vergleiche: Die Maße des fränkischen Steinkernexemplars stimmen nahezu mit denen von Gemmellaros Stück überein (bei 15,3 cm N = 0,59; Wh = 0,24; Wd = 0,18). Unterschiede ergeben sich dagegen in der Berippung. Ich halte diese Unterschiede aber nicht für bedeutend genug, um eine Trennung von Gemmellaros Art zu rechtfertigen. Da bei den Idoceratinae allgemein eine große Variabilität herrscht, erlaubt sich auch hier eine weitere Artfassung.

Sowohl beim deutschen als auch beim sizilianischen *evolutus* (GEMMELLARO, 1877, Taf. 15, Fig. 5a, b ist jeweils Gegenstand des Vergleichs) bleiben die Rippen der inneren Windungen, soweit erkennbar, ungespalten. Unser Exemplar besitzt am vorletzten Umgang leicht retrocostate Berippung, während GEMMELLAROS Abbildung recti- bis prosocostate erkennen läßt. Die Rippenstellung ist beim Typ innen nur wenig enger (bei gleichen Größen 25 : 23 pro halbem Umgang). Mit Beginn der Wohnkammer werden die Rippenabstände an unserem Stück weiter, und das Verhältnis ändert sich auf 21 : 16. Dies mag möglicherweise mit späterem Einsetzen der Wohnkammer bei GEMMELLAROS Original zusammenhängen. Deutlich zweispaltige Rippen sind nur auf der Wohnkammer zu erkennen, wo sie den Hinterrand von Einschnürungen begrenzen, was auch bei der sizilianischen Form der Fall ist. Letztere hat jedoch nach der Abbildung eine völlig glatte Externseite. Obwohl an unserem Ammoniten die Rippen ebenfalls gegen die Externseite breit werden und verblassen, verschwinden sie nicht vollständig, sondern ziehen als vorwärtsgeschwungene sehr flache Wulste über diese. Man hat den Eindruck, als sei der breite Teil einiger Rippen aus verschmolzenen Haupt- und Schaltrippen entstanden. Gegen Anfang der Wohnkammer zeigt sich die Externseite nahezu glatt; die Rippenenden stehen dort alternierend und sind, bis auf die vor der Einschnürung liegende (mit einer schwachen Schaltrippe), einzeln. Ganz ähnliche Verhältnisse treffen wir nach der Einschnürung nahe der Hälfte des vorletzten Umganges (Taf. 4, Fig. 3). Vor dieser Einschnürung ziehen einige Rippen über die Externseite. Nach ihr stehen die Rippen alternierend und sind in der Mitte unterbrochen. Die Zahl der Einschnürungen darf mit zwei pro Umgang angegeben werden. An GEMMELLAROS Stück kann solches wegen Unvollständigkeit nur als wahrscheinlich angenommen werden. An der Mündung unseres Exemplars, die wie bei *Idoceras balderum* ausgebildet erscheint (B. ZIEGLER, 1959, Taf. 1, Fig. 3), liegt eine Einschnürung und wenig dahinter eine zweite.

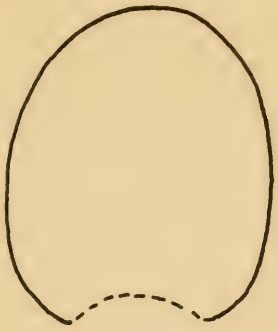


Abb. 1: Querschnitt von *Nebrodites evolutus*, abgenommen zwischen den beiden, unmittelbar vor der Mündung der Wohnkammer gelegenen Einschnürungen.

Obwohl die vorhergehenden Zeilen Unterschiede gegenüber der Beschreibung und Abbildung GEMMELLAROS aufzeigen, so ist kaum Zweifel an gleicher Artzugehörigkeit der Stücke zu hegen. Das stratigraphisch wohl ältere deutsche Exemplar läßt jedoch die Ursprungsgattung *Idoceras* noch hindurchschimmern, wie ja auch ZIEGLER l.c., S. 32, bei seinen Ausführungen über *Nebrodites* solche Eigenschaften nicht ausschließt. Vergleiche mit anderen Nebroditen als *N. evolutus* verliefen weitgehend negativ.

Vorkommen: Nach GEMMELLAROS Angaben stammen seine Stücke (3) aus den älteren *acanthicus*-Schichten Siziliens, welche etwa dem Bereich *divisum*-

Zone bis untere *eudoxus*-Zone gleichzusetzen sind. Für dies sprechen auch einige bei GEMMELLARO abgebildete Formen. Weitere Stücke außer denen von Franken und Sizilien sind bisher nicht bekannt.

Tabelle der für den Unteren und Mittleren Malm gebräuchlichen Leitfossilien.

	Zone des.....	QUENSTEDTS Einteilung
Mittlerer Malm	*Hybonoticeras beckeri*	ε
	Aulacostephanus pseudomutabilis und *eudoxus*	δ
	Aulacostephanus mutabilis	
	Katroliceras divisum *Aspidoceras uhlandi*	γ
	Ataxioceras hypselocyclum	
	Sutneria platynota	
Unterer Malm	*Idoceras planula*	β
	Epipeltoceras bimammatum *Amoeboceras alternans* *Gregoryceras transversarium* *Cardioceras cordatum* *Quenstedtoceras mariae*	α

Der zweite wichtige Fund an Idoceratinae gelang Herrn cand. geol. O. STROBEL, München. Er konnte im Verlauf geologischer Aufnahmen im Hahnenkammgebiet die ersten *Idoceras balderum* horizontiert entnehmen. Seit Erscheinen der Arbeiten SCHMIDT-KALER 1961 b, 1962 ist mir jedenfalls kein diesbezüglicher Fund zur Kenntnis gekommen. SCHMIDT-KALER bedauert in dieser Veröffentlichung das Fehlen von horizontierten Funden, ebenso wie in 1961 a, S. 78, und 1962, S. 36.

Herr STROBEL hatte die Freundlichkeit, mir über seine Profilaufnahmen und über die Fundhorizonte von *Idoceras balderum* folgendes zur Verfügung zu stellen: „Die unten angeführten Aufschlüsse wurden bereits von H. SCHMIDT-KALER zu seinen Untersuchungen herangezogen. Daher werden, um Verwechslungen zu vermeiden, die von SCHMIDT-KALER 1961 a, 1962 benutzten Aufschluß- und Banknummern beibehalten. Es interessieren lediglich zwei Steinbrüche, beide auf dem Gradabteilungsblatt 70 30 (Wolferstadt). Der eine, 2 km nördlich Döckingen an der Straße nach Schlittenhart (SCHMIDT-KALER, 1961 a, Profilanhang, S. 109,

Nr. 47; S. 74, Abb. 10, Profil Schlittenhart, und 1962, S. 49, Nr. 47; S. 34, Abb. 10), erschließt die Bänke 364—371 der *uhlandi*-Subzone und 1—5 der *mutabilis*-Zone. Der andere, als westlicher der beiden am Steinbühl betriebenen Brüche (etwa 500 m östlich Rohrach; l.c., S. 110, Nr. 67, und S. 74, Abb. 10; 1962, S. 50, Nr. 67, und S. 34, Abb. 10), zeigt die Bänke 344—371 und wieder 1—5.

Details sind den Profilen der Abb. 2 zu entnehmen. Da meine Maße, wohl wegen verschiedener Aufnahmestellen im gleichen Bruch, von denen Schmidt-Kalers etwas differieren, wurden jeweils beide Profile nebeneinandergestellt. Der Mäch-

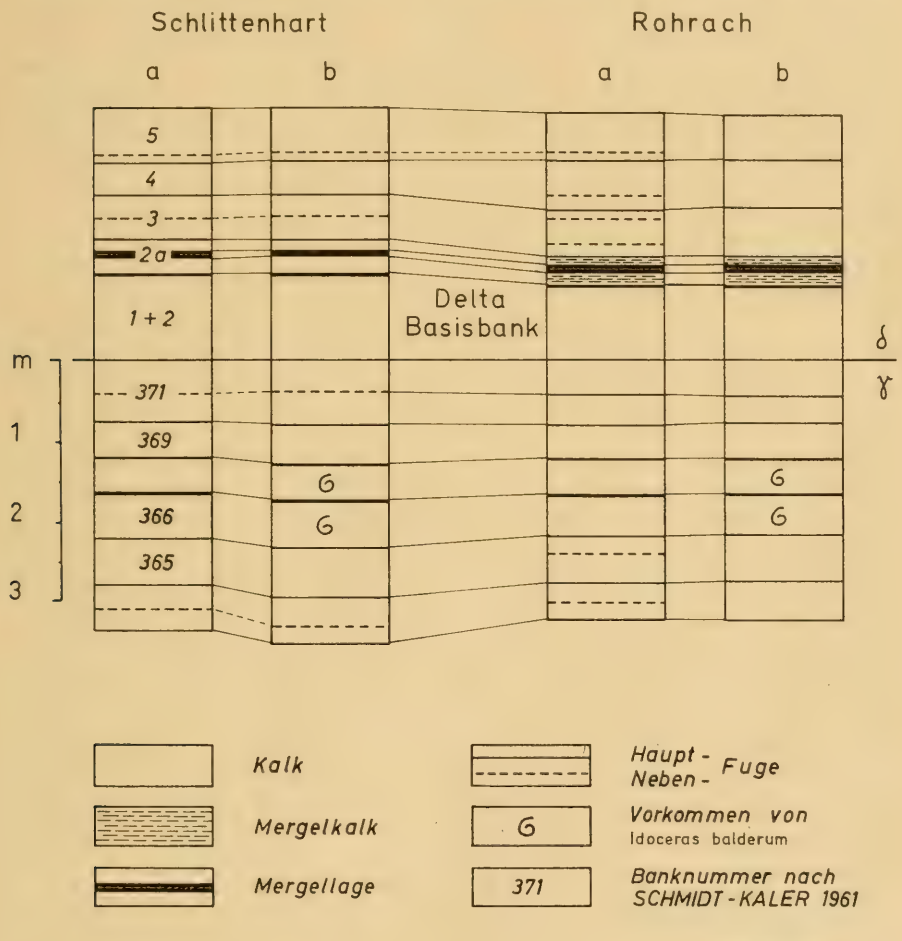


Abb. 2: Die Profile von Schlittenhart (Nr. 47 in Schmidt-Kaler 1961a) und Rohrbach (Nr. 67 in Schmidt-Kaler 1961 a). Mit a bezeichnete Säulen: Aufnahme Schmidt-Kaler, mit b bezeichnete: Aufnahme Strobel. Es ist nur der Profilbereich eingezeichnet, der für diese Arbeit von Wichtigkeit ist. Die Signaturen wurden weitgehend von Schmidt-Kaler 1961 a bzw. 1962 übernommen.

tigkeitsunterschied beträgt zwischen Profil 47a und b (Schlittenhart) etwa 0,5 m. Meine Profilabnahme geschah im nördlichsten Teil des Bruches. Von *Idoceras balderum* wurden dort Exemplare aus Bank 366 und 367/368 geborgen. Profil 67 (Rohrach), in der Mitte des Bruches genommen, enthielt *Idoceras balderum* gleichfalls in den Bänken 366 und 367/368. Der Bank 367/368 entstammen ferner drei Exemplare von *Aspidoceras uhlandi* (Oppel). Die Maßunterschiede gegenüber der Aufnahme von Schmidt-Kaler sind hier gering."

Bank 366 des Bruches 47 hat das vollständigste Exemplar von *Idoceras balderum* geliefert (Taf. 4, Fig. 4). Sein Durchmesser beträgt 7,4 cm. Es gehört zu den weitnabeligen Varianten der Art (B. Ziegler, 1959, S. 25, und Taf. 1, Fig. 4). Ein Drittel des letzten Umganges wird von der Wohnkammer eingenommen. Mit Beginn der Wohnkammer verwischen die Flankenrippen bis auf die charakteristischen, breitgedrückten Externenden. Die Anzahl der Einschnürungen der letzten Windung ist fünf. Ein Bruchstück aus der typischen Externregion einer Wohnkammer fand sich noch in Bank 367/368 dieses Aufschlußes.

Bruch 67 (mittlerweile zugeschüttet) lieferte aus Bank 367/368 ebenfalls ein Fragment der Externregion von *I. balderum*, das nach dem Grad der Rippenverflachung dem Übergang Phragmocon-Wohnkammer angehören muß. Aus Bank 366 stammt dagegen wieder ein besser erhaltenes Stück, an dem die Flankenberippung noch ziemlich ausgeprägt ist, obwohl der erhaltene Durchmesser nahezu 7 cm erreicht. Nach den zahlreichen Vergleichsstücken der Bayer. Staatssammlung aus Württemberg scheint jedoch die Variationsbreite sehr groß zu sein.

Die Bedeutung der Funde liegt nun in der Möglichkeit einer genauen Parallelisierung mit den *balderum*-Schichten Württembergs. Das ist um so wichtiger, als nach Schmidt-Kaler 1961 a, S. 78, bzw. 1962, S. 36, eine Bank-für-Bank-Korrelation wegen der sehr verschiedenen Fazies nicht möglich ist. Die Hauptverbreitung in Württemberg beschränkt sich bei *Idoceras balderum* auf 70 cm an der Basis von Gamma 6. Darüber liegt noch, bis zur Gamma/Delta-Grenze, eine Wechselfolge von 8 m Kalken und Mergeln (Schmidt-Kaler, 1961 a, Abb. 15, S. 95, und 1962, Abb. 15, S. 45). Schmidt-Kaler nahm auf Grund verschiedener Überlegungen an, die *balderum*-Bank Württembergs sei mit der Bank 371 oder der Delta-Basis-Bank identisch und der hangende Teil bis zur Delta-Grenze in Württemberg fehle in Bayern (1961 a, S. 20, 78; 1961 b, S. 197; 1962, S. 10, 36). Nachdem nunmehr erwiesen ist, daß *Idoceras balderum* relativ häufig in den Bänken 366 und 367/368 vorkommt und somit seine vertikale Verbreitung in Franken zu etwa 1 m angenommen werden darf, handelt es sich sehr wahrscheinlich bei 370/371 und der Delta-Basis-Bank um Äquivalente oder Teiläquivalente des in Bayern als fehlend vermuteten Oberteils von Gamma 6.

Gemmellaro, G. G., 1876: Sugli strati con *Aspidoceras acanthicum* Opp. sp. di Sicilia e sui loro Cefalopodi. — Atti R. Accad. Lincei Roma, II Ser., **3**, 239—243, Rom.

Gemmellaro, G. G., 1877: Sopra alcune faune giuresi e liasiche della Sicilia. 7. Sopra i Cefalopodi della zona inferiore degli strati con *Aspidoceras acanthicum* di Sicilia. — 173—232, Taf. 15—17, Palermo.

Neumayr, M., 1871: Die Cephalopodenfauna der Oolithe von Balin bei Krakau. — Abh. k. k. Geol. Reichsanst. **5**, H. 2, 19—54, Taf. 9—15, Wien.

Schmidt-Kaler, H., 1961a: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Riesrahmens. Nebst Parallelisierung des Malm Alpha bis Delta der Südlichen Frankenalb über das Riesgebiet mit der Schwäbischen Ostalb. — Dissertation (Maschinenschrift), 116 S., 4 Taf., 16 Abb., Geol. Inst. Univ. Erlangen 1961 (Juli).

Schmidt-Kaler, H., 1961b: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Riesrahmens. Nebst Parallelisierung des Malm α—δ der Südlichen Frankenalb über das Riesgebiet mit der Schwäbischen Ostalb. (Auszug). — Geol. Bl. NE-Bayern, **11**, H. 4, S. 190—200, 1 Tab., Erlangen 1961 (Nov.).

Schmidt-Kaler, H., 1962: wie 1961 a. — Erlanger Geol. Abh., **44**, 51 S., 5 Taf. (davon 1 im Text, 2 geol. Karten), 16 Textabb., Erlangen 1962 (Dez.).

Zeiss, A., 1962: Fund eines *Mesosimoceras* im Fränkischen Malm β. — Geol. Bl. NE-Bayern **12**, 59—61, 1 Abb., Erlangen.

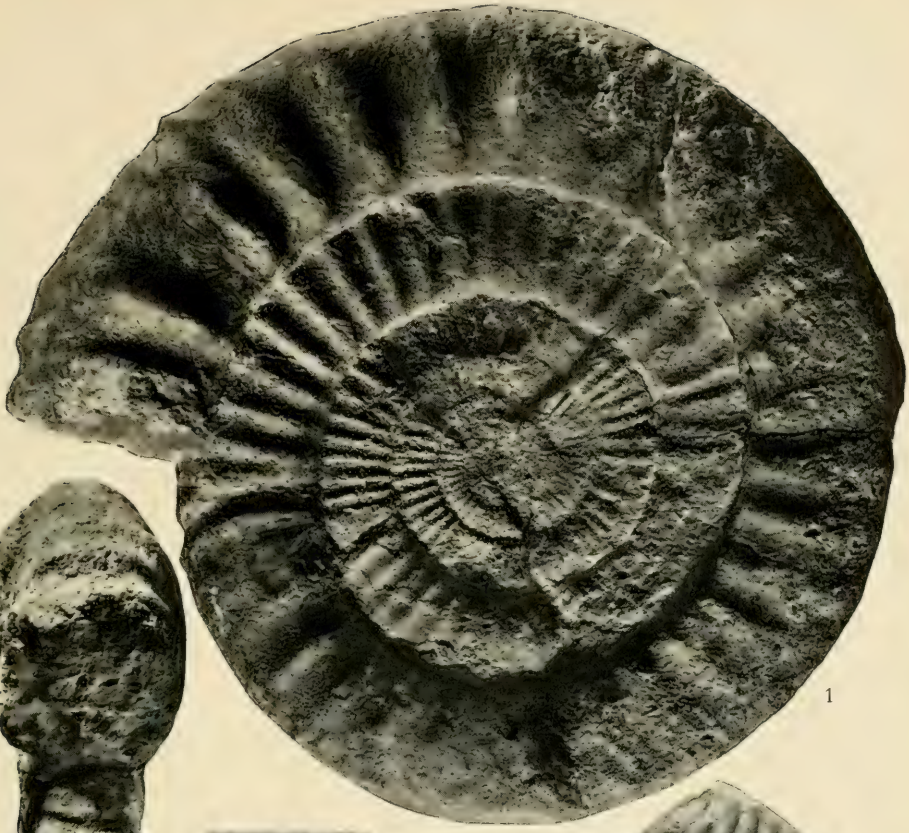
Ziegler, B., 1959: Idoceras und verwandte Ammonitengattungen im Oberjura Schwabens. — Eclogae Geol. Helvetiae **52**, 19—56, 4 Abb., 1 Taf., Basel. (Diese Arbeit enthält ein ausgedehntes Literaturverzeichnis über die Idoceratinae.)

Tafelerläuterung

Tafel 4

Fig. 1—3: *Nebrodites* (*Mesosimoceras*) *evolutus* (Gemmellaro), Fig. 1. Seitenansicht (X 0,61,) Fig. 2. Externansicht (X 0,61), Fig. 3. Detail der Einschnürung an der Hälfte der vorletzten Windung (Externansicht nach Entfernung eines Teils des letzten Umgangs; Rippenenden nach vorne [= unten] gewandt) (X 0,8). Rippen und Einschnürung täuschen wegen der Perspektive einen geraden Verlauf vor, sind aber nach vorne (hier unten) geschwungen. Bayer. Staatssammlg. f. Paläontol. u. hist. Geol. 1962 I 221. Bruch 500 m E des Obelshofs bei Heidenheim am Hahnenkamm. *bimammatum*|*planula*-Zone.

Fig. 4: *Idoceras balderum* (Oppel), Seitenansicht, nat. Größe.
Bayer. Staatssammlg. f. Paläontol. u. hist. Geol. 1962 XXXI 1. Bank 366 des Profils Schlittenhart bei Döckingen am Hahnenkamm. *uhlandi*-Subzone.



1

2

3

4

Tafel 4

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 3 | 35—50 | München, 1. Nov. 1963

Über Calpionelliden an der Jura/Kreide-Grenze

Von Klaus Doben, München[1])

Mit 1 Tabelle und Tafel 5—6

Zusammenfassung

Eine systematische Überprüfung der Gattungen *Calpionella* Lorenz und *Crassicollaria* Remane ergibt, daß je zwei Arten und Unterarten zu streichen sind. Eine neue Art wird bekanntgemacht. Auf der Grundlage der systematischen Revision folgt eine neue Definition der Calpionelliden-Zonen 1 bis 6 des Ober-Tithons und Berriasiens (Doben, 1962).

Im Anhang (Originalauszüge aus Doben, 1962) werden einige in organischer bzw. in halb organischer, halb kalzitischer Substanz erhaltene Tintinnina aus mitteltithonischen Kalken neu beschrieben. Ihre Bedeutung für die Fossilisation und Evolution der Calpionellidea wird diskutiert.

Résumé

Une revision systématique des genres *Calpionella* Lorenz et *Crassicollaria* Remane a pour conséquence, qu'il faut supprimer deux espèces et deux sous-espèces. Une nouvelle espèce est décrite. Il s'ensuit d'une nouvelle définition des zones à calpionelles 1—6 du Tithonique supérieur et du Berriasien (Doben, 1962).

Par appendice (extraits originaux de Doben, 1962) sont décrites de nouvelles formes de tintinnines à substance organique et sémi-organique sémi-calcitique observées dans des calcaires à grain fin du Tithonique moyen. Leur importance à propos de la fossilisation et de l'évolution des calpionellidés est discutée.

Inhalt

Vorwort 36

I. Zur Systematik: *Calpionella* Lorenz und *Crassicollaria* Remane 36

II. Zur Feinstratigraphie: Neue Definition der Calpionelliden-Zonen im Ober-Tithon und Berriasien 39

III. Anhang: Originalauszüge aus Doben, 1962 (Dissertation)

1. Neubeschreibungen 42

Chitinoidella boneti n. gen. n. sp. 42

Calpionellidae gen. et sp. indet. 44

2. Über die Fossilisation der kalzitischen Tintinnina (Calpionellidea) 44

3. Zur Evolution der Calpionellidea 47

[1]) Dr. Klaus Doben, Institut für Paläontologie und histor. Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10.

Vorwort

Die Grundlage dieser Veröffentlichung bildet der paläontologisch-stratigraphische Teil meiner Inaugural-Dissertation „Paläontologisch-stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Jura/Kreide-Grenze in den bayerischen Kalkalpen zwischen Inn und Saalach". (München, März 1962, Privatdruck.)

Eine Überarbeitung und Ergänzung der in der Dissertation vorgelegten Ergebnisse wird durch Veröffentlichungen erforderlich, die mir teils während der Anfertigung der Dissertation noch nicht bekannt waren, teils erst nach Abschluß erschienen sind. Darüber hinaus werden neue Beobachtungen hinzugefügt.

Für die Möglichkeit, eine Neubearbeitung meiner früheren Untersuchungen sowie anhangsweise einige Teile der Dissertation im Original an dieser Stelle zu veröffentlichen, danke ich meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. Dehm.

Das Belegmaterial befindet sich im Besitz der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München.

I. Zur Systematik

Calpionella Lorenz und *Crassicollaria* Remane

Crassicollaria intermedia (Durand-Delga)

Aus der von Colom (1934) eingeführten breiten Variation von *Calpionella elliptica* Cadisch trennte Remane (1962) unter der neuen Gattung *Crassicollaria* drei neue Arten ab: *Cr. brevis*, *Cr. colomi* und *Cr. parvula*.

Unter *Crassicollaria* werden Formen mit einem wulstförmigen „Halsband" an der Kragenbasis zusammengefaßt. Die Unterscheidung in Arten geschieht nach weiteren Merkmalen des Kragens sowie nach den Proportionen der Lorica und dem Vorhandensein bzw. Fehlen eines Kaudalfortsatzes.

Wie Remane in einer Fußnote (p. 16) mitteilt, ist *Cr. colomi* bereits wieder zu streichen, da identisch mit der von Durand-Delga (1957) aufgestellten *Calpionella intermedia*, die jetzt als *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga) zu führen ist.

Was die Unterscheidung Remanes zwischen *Cr. brevis* und *Cr. intermedia* betrifft, der ich nach Prüfung meines Schliffmaterials nicht folgen kann, so entwertet sie bereits seine eigene Beschreibung, in der es in bezug auf die Trennung beider Arten heißt: „Entscheidend für die Aufstellung von zwei selbständigen Arten war letztlich die Tatsache, daß ihre stratigraphische Verbreitung verschieden ist." (Remane, 1962, p. 19.)

Da sich also die beiden Arten letztlich nicht auf Grund morphologischer Merkmale unterscheiden lassen, existiert folglich nur eine Art: *Cr. intermedia*. Eine Übersicht über die Variation dieser Art gibt Tafel 5, Abb. 1—8.

Crassicollaria parvula Remane

Zufolge der Typusbeschreibung (Remane, 1962, p. 19) besitzt diese Art eine im Medianschnitt elliptische Lorica, einen aboral scharf zugespitzten Pol, jedoch keinen Kaudalfortsatz. Die schwach verdickte, wulstförmige Kragenbasis leitet in geschwungener Linie in den achsenparallelen, allenfalls ganz leicht divergierenden Kragen über. Typische Schnittbilder zeigt Tafel 5, Abb. 9—12.

Crassicollaria massutiniana (Colom)

Eine sichere Zuordnung zum Holotyp Coloms (1948, p. 243, Fig. 11, Nr. 45) nach dem spezifischen Kennzeichen des hohlen Wulstes an der Kragenbasis — nach Remane (1962, p. 15) ein oft nur erhaltungsbedingtes Merkmal — ist häufig möglich. Typische Formen gibt Tafel 6, Abb. 12—13. Daneben existiert eine Gruppe ähnlicher Formen, zwischen denen nach Remane (p. 15—16) alle Übergänge infolge schiefer Schnitte bestehen. Aus dieser Formengruppe läßt sich jedoch ein weiterer charakteristischer Typ abtrennen, der im folgenden neu beschrieben wird.

Crassicollaria colomi n. sp.

Synonyme: *Calpionella elliptica* Colom, 1948, Fig. 11, Nr. 65, 67, 78; reproduziert in Pokorny, 1958, p. 435, Abb. 507.

Derivatio nominis: Zu Ehren von G. Colom.

Holotypus: Original zu Tafel 5, Abb. 16. Bezeichnetes Exemplar in Schliff Re 21.

Paratypoide: Tafel 5, Abb. 13—15 und 17—18.

Locus typicus: Rechenberg-Profil, ca. 2,5 km ENE Oberwössen auf Blatt Reit im Winkl (818), Ko.P. 45 38525/52 87150.

Stratum typicum: Oberes Ober-Tithon.

Diagnose: Spitz-ovale Lorica mit Kaudalfortsatz und weit nach außen gebogenem Kragen.

Beschreibung des Holotypus: Die Lorica ist mehr als zweimal so lang wie breit. Die Öffnung der Kragenspitzen erreicht die größte Breite des übrigen Gehäuses. Von den Schultern zum aboralen Ende verschmälert sich die Lorica zunehmend und endet in einem kaudalen Fortsatz. Das orale Ende ist weit geöffnet. Der Kragen geht in geschwungener Linie ohne scharfen Knick aus den schwach wulstartig verdickten Schultern hervor.

Dimensionen des Holotypus: Gesamtlänge 68 μ
Breite (am Wulst) 32 μ
Breiteste Öffnung des Kragens 32 μ

Variation: Die als Paratypoide (Tafel 1, Abb. 13—15, 17—18) ausgewählten achsennahen Längsschnitte zeigen geringe Schwankungen der Größenverhältnisse: Länge 65—72 μ, Breite 27—33 μ. Außergewöhnliche Längenmaße finden sich bei Formen mit extremer Kragen- und Kaudallänge.

Die aus der Zusammenstellung Coloms (1948, Fig. 11, Nr. 65, 67) ausgesuchten Synonyme erreichen die Untergrenze der angegebenen Länge (ca. 65 μ). Keinesfalls sind sie jedoch Synonyme zu der weitaus größeren *Cr. intermedia*, wohin sie Remane (p. 18) stellte.

Auf eine Darstellung der geometrischen Variation wird verzichtet. Remane (1962) hat noch deutlicher als Colom (1948) gezeigt, daß für eine sichere Identifizierung nur echte Medianschnitte in Frage kommen, die bei *Cr. colomi* n. sp. durch das Vorhandensein von Kragen und Kaudalfortsatz gegeben sind.

Beziehungen: Morphologische Verwandtschaft besteht einerseits zu *Cr. parvula* und andererseits zu *Cr. massutiniana.*

Beiden Arten fehlt jedoch ein kaudaler Fortsatz. *Cr. parvula* ist zudem kleiner und besitzt einen achsenparallelen Kragen. Außerdem fällt bei dieser Art das Längen-Breiten-Verhältnis kleiner aus, d. h. *Cr. parvula* ist gedrungener.

Gegenüber *Cr. massutiniana* ist die geringe Ausbuchtung der Schulterpartie unterhalb des Kragenansatzes als weiterer Unterschied zu nennen.

Stratigraphische Verbreitung: Oberes Ober-Tithon (mittlerer Teil der Zone 4).

Geographische Verbreitung: Östliche bayerische Alpen; westliche mediterrane Tethys (nach Colom, 1948).

Calpionella alpina Lorenz

Die Unterscheidung zweier Unterarten (Doben, 1962, p. 43—46) gründete auf der Beobachtung zweier Größentypen, die bereits von Deflandre (1936), Colom (1948) und G. & M. Deflandre (1949) beschrieben wurden, wobei letztere die kleine Varietät als selbständige Art *C. cadischi* benannt hatten.

Remane (p. 21) führte die kleinen Formen auf schiefe Schnitte von *C. elliptica* Cadisch zurück. Da *C. elliptica* s. str. jedoch nur selten auftritt, müssen zur Erklärung der Häufigkeit kleiner Formen noch schiefe Schnitte von *Cr. parvula* und der großen Form von *C. alpina*, die auch im Berriasien noch vorhanden ist, herangezogen werden.

Durch geometrische Überlegungen läßt sich nun jede der kleinen Formen auf einen der genannten drei Fälle zurückführen. Es scheitert hier also die sichere Trennung zweier Unterarten an der diagnostischen Methode der Dünnschliffbeobachtung und wird hiermit aufgegeben.

Calpionella elliptica Cadisch

Durch die Aufspaltung der ehemals von Colom eingeführten breiten Variation (vgl. oben) wird nach Remane (p. 11) die Art *C. elliptica* auf ihren Typus zurückgeführt, wobei allerdings anzumerken ist, daß ein solcher von Cadisch (1932) nicht ausdrücklich gekennzeichnet worden war.

In den Variationskreis des von REMANE nun ausgewählten Lectotyps fällt zweifellos die von mir etwa gleichzeitig (1962, p. 46—47) aufgestellte Art „*Calpionellites allemanni*".

Es sollte die Art der Veröffentlichung (Zeitschrift gegenüber zahlenmäßig beschränktem Privatdruck) zugunsten der Priorität von REMANE entscheiden. Andernfalls müßte eine der von CADISCH (1932, p. 251, Abb. 3, Nr. 10, 11, 26) als kleine Varietät abgebildeten gleichalten Formen, die geometrisch nicht aus der großen Form (ibid. Abb. 3, Nr. 17) ableitbar sind, wie REMANE (p. 11) annimmt, sondern in Größe (z. B. Nr. 11: Länge 58 μ, Breite 37 μ) und Proportionen in die Variation von *Cr. parvula* passen, den Namen *elliptica* gemäß dem eingebürgerten Brauch weiterführen.

Im Sinne des Lectotypus von REMANE ist *C. elliptica* nunmehr eine relativ seltene, jedoch nicht minder charakteristische Form des unteren bis mittleren Berriasien (vgl. Tafel 6, Abb. 15).

Calpionella undelloides COLOM

Diese 1939 aufgestellte Art wurde von COLOM (1953, p. 520, Fußnote) zurückgenommen und als *C. alpina* LORENZ, deren oraler Kragen auf Grund schiefer Schnittlage fehlt, umgedeutet. Nachträgliche Zweifel an der Existenz dieser Art äußerten ZIA (1955) und REMANE (1962).

Für die beiden Gattungen *Calpionella* und *Crassicollaria* sowie den ihnen zugeordneten Arten ergibt sich zusammenfassend folgende Übersicht:

Calpionella LORENZ, 1902,
Calpionella alpina LORENZ, 1902, Genotypus,
Calpionella elliptica CADISCH, 1932.

Crassicollaria REMANE, 1962,
Crassicollaria intermedia (DURAND-DELGA, 1957), Genotypus,
Crassicollaria parvula REMANE, 1962
Crassicollaria massutiniana (COLOM, 1948),
Crassicollaria colomi n. sp.

II. Zur Feinstratigraphie

Neue Definition der Calpionelliden-Zonen im Ober-Tithon und Berriasien

Unter Berücksichtigung der oben beschriebenen systematischen Ergebnisse folgt nun eine neue Definition der von mir im Typus-Profil vom Rechenberg (1962, p. 12—16, Abb. 2 und 3; Schliffbezeichnung Re) aufgestellten Calpionelliden-Zonen, die vom untersten Ober-Tithon bis zum mittleren Berriasien einschließlich reichen (Tab. 1):

ZONE 1: Re 1—7 An der Basis finden sich dünnwandige, vorwiegend breit-konische Loricae von *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA). Darüber folgen größere Formen, deren Loricae stärkere kalzitische Wände besitzen.

ZONE 2: Re 8—12 Zu der immer häufiger vorhandenen *Cr. intermedia*, nun mit vorwiegend lang-konischen Formen, tritt *Calpionella alpina* LORENZ. Hinsichtlich des Individuenanteils überwiegt jedoch *Cr. intermedia* weitaus. Vereinzelt *Cr. massutiniana* (COLOM).

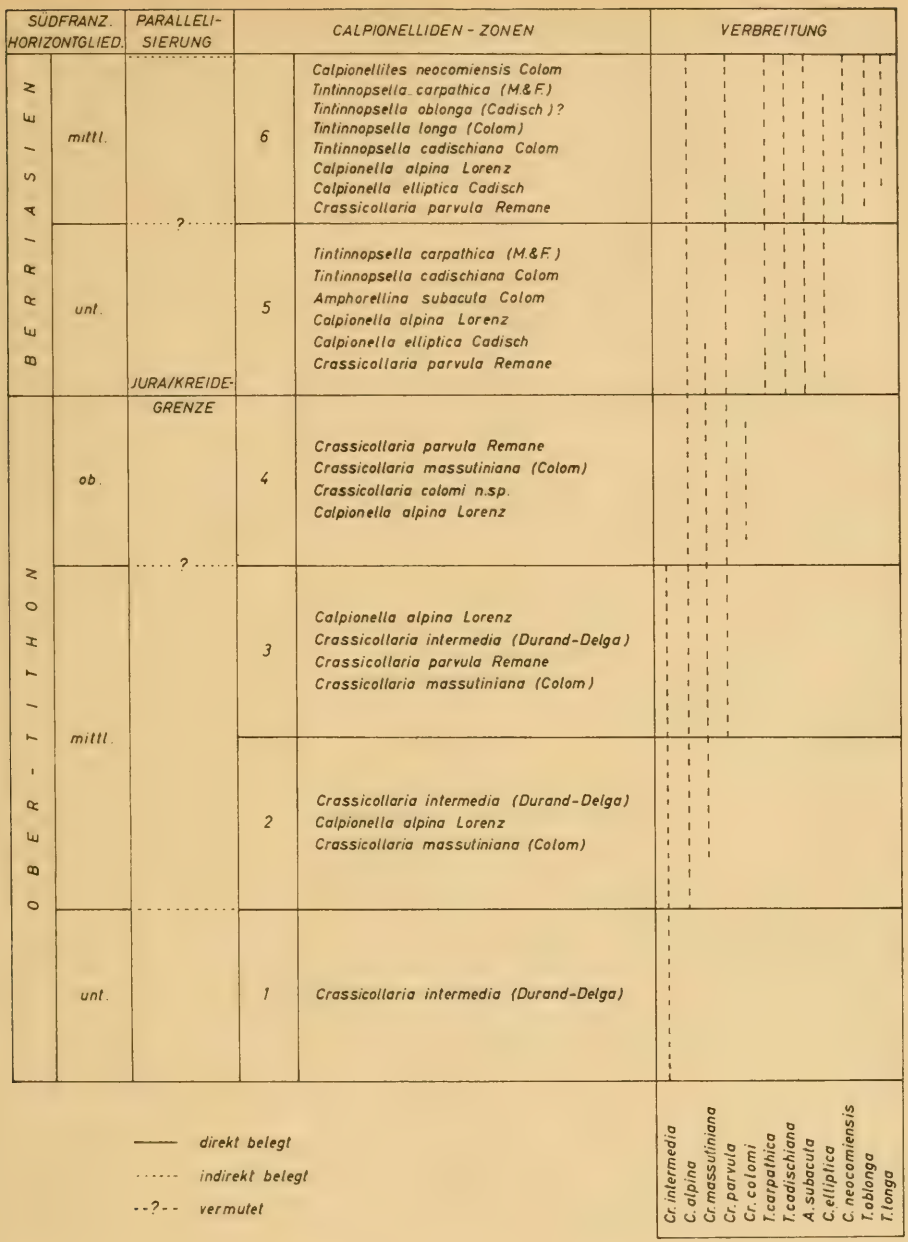
ZONE 3: Re 13—17 *Cr. intermedia* und *C. alpina* sind weiterhin vorhanden, jedoch stellt nun *C. alpina* die Mehrzahl der Individuen, ein Befund, der besonders stark im oberen Teil dieser Zone hervortritt und daraus resultiert, daß vom Liegenden zum Hangenden die Individuenzahl von *C. alpina* ansteigt, während die von *Cr. intermedia* gleichlaufend immer mehr zurückgeht. *Cr. parvula* REMANE tritt bereits vereinzelt auf, hinzu kommt vereinzelt wiederum *Cr. massutiniana*.

Die Obergrenze der Zone wird dadurch definiert, daß — bei etwa gleichbleibender Individuenzahl von *C. alpina* — *Cr. intermedia* nicht mehr, *Cr. parvula* dagegen bereits häufiger vorhanden ist. Zone 3 liegt also zwischen den beiden Häufigkeitsmaxima von *Cr. intermedia* und *Cr. parvula* in einem Bereich, in dem *C. alpina* alle anderen Individuen an Zahl übertrifft.

Das Zonenkriterium des Häufigkeitsverhältnisses, auf dem Zone 3 basiert, ist gegenüber dem des Neuerscheinens einer Art (Definition aller übrigen Zonen) nicht ungleichwertig, da es entwicklungsgeschichtlich und nicht durch zufällige Anreicherung bedingt ist. Dies geht aus der gleichlaufenden Häufigkeitsfrequenz weit voneinander getrennter Profile hervor. Für ökologisch bedingte Veränderungen ergeben sich aus der gleichbleibenden Fazies des Sediments keine Hinweise.

ZONE 4: Re 18—30 *C. alpina* bleibt häufig, während *Cr. intermedia* nicht mehr angetroffen wird. In typischer Ausbildung findet sich jetzt — im unteren Teil der Zone erst in geringer, nach oben hin in größerer Individuenzahl — *Cr. parvula*. Neu erscheint *Cr. colomi* n. sp., die jedoch nur im mittleren Teil der Zone 4 häufig ist. Vereinzelt *Cr. massutiniana*. Im obersten Teil seltene Vorläufer von *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU) und *T. cadischiana* COLOM.

ZONE 5: Re 31—50 Neben den persistierenden Arten *C. alpina* und *Cr. parvula* wird *T. carpathica*, die nur seltene Vorläufer besitzt, häufig. Die Individuenfrequenzen der vorausgehenden Zonen werden von nun an nicht mehr erreicht. Häufig wird *T. cadischiana*, neu erscheinen *Amphorellina subacuta* COLOM und *Calpionella elliptica* CADISCH s. str.



Tab. 1. Die revidierten Calpionelliden-Zonen 1—6 des Typusprofils vom Rechenberg nebst Verbreitung der einzelnen Arten im Vergleich zur konventionellen Horizontgliederung mit Ammoniten. Parallelisierung nach Doben, 1962.

ZONE 6: Ab Re 51 — Diese abschließende Zone nimmt ihren Anfang mit der beginnenden Verbreitung von *Calpionellites neocomiensis* Colom. Alle Arten der Zone 5 sind weiterhin vorhanden. Hinzu kommen: *Calpionellites darderi* (Colom); selten: *Tintinnopsella longa* (Colom) und *T. oblonga* (Cadisch), Exemplare ohne oralen Kragen häufig (Zur Definition dieser Art vgl. Cita & Pasquare, 1959, p. 419—421 und Doben, 1962, p. 48).

Die Obergrenze der Zone 6 wird durch das Erlöschen von *C. alpina* und *Cr. parvula* definiert.

Die revidierte Zonenstratigraphie bringt — bei gleichbleibender Zonenzahl und -ausdehnung — im Ober-Tithon eine weitere Verfeinerung.

Bisher wurden Vergesellschaftungen von weit gefaßten und daher „langlebigen" Arten sowie deren Häufigkeitsverhältnisse verwendet. Nun liefert allein schon die spezifische Identifizierung der auf das untere und mittlere Ober-Tithon (Zone 1—3) beschränkten *Cr. intermedia* (Durand-Delga) und der nur im unteren Ober-Tithon (Zone 4) vorkommenden *Cr. colomi* n. sp. spezielle stratigraphische Aussagen.

III. Anhang

Originalauszüge aus Doben 1962 (Dissertation)

(Änderungen in den Titeln und Bildnummern — alte Nummern in Klammern —; weiterhin geringfügige Korrekturen, die sich aus den übrigen Kapiteln ergeben.)

1.) Neubeschreibungen

Tintinnidea Bonet, 1956
Codonellidae Kent, 1882 (?)
Chitinoidella n. gen.

Derivatio nominis: chitinoides (latin. Griech.) — chitinähnlich (bezogen auf die mutmaßliche Konsistenz der Lorica).

Genotyopus: *Chitinoidella boneti* n. sp.

Diagnose: siehe Diagnose der bisher einzigen Art.

Chitinoidella boneti n.gen.n.sp.

Derivatio nominis: Benennung zu Ehren von F. Bonet (Mexiko).

Holotypus: Original zu Tafel 6 (1), Abb. 3 und 4 (3 und 4); bezeichnetes Exemplar in Schliff Hß 13.

Paratypoide: Tafel 6 (1), Abb. 1, 2, 4 (1, 2, 5).

Locus typicus: Steinbruch Haßlberg, ca. 4 km SW Ruhpolding auf Blatt Dürrnbachhorn (819); Ko.P. 45 47250/52 90275.

Stratum typicum: Oberes Mittel-Tithon.

Diagnose: Lorica becher- oder vasenförmig, mit dünnen Wänden aus dunkelbrauner organischer Substanz. Oralzone mit weit geöffneter Mündung, die breiter als das Gehäuse sein kann, mit ausgeprägtem, nach außen gerichteten Kragen, der anscheinend einen Doppelrand besitzt. Aborales Ende abgerundet, zugespitzt oder zu einem kaudalen Fortsatz ausgezogen.

Beschreibung des Holotypus:

Der Längsschnitt der Lorica besitzt eine länglich-ovale Form, die sich aboral verengt und mit dem Ansatz zu einem kaudalen Fortsatz endet. In oraler Richtung verengt sie sich ebenfalls, um dann jedoch in der Kragenzone stark zu verbreitern. Die größte Kragenweite übertrifft dabei die größte Breite der übrigen Lorica. Als Wandstrukturen sind an der Innenseite der aus dunkelbrauner Substanz bestehenden Wände der Lorica in regelmäßigen Abständen angeordnete Verdickungen zu beobachten. Dimensionen des Holotypus: Länge 75 μ, Breite 46 μ.

Variation:

Die Paratypoide sowie die weiteren Belege in den Schliffen Hß 13 bis 16 zeigen Längen- und Breitenschwankungen, die jedoch an absoluter Bedeutung verlieren, da die gemessenen Querschnitte in Bezug auf ihre Schnittebene wahrscheinlich nicht völlig ident sind. Elf ausgewählte Querschnitte ergaben folgende Werte:

Länge der Lorica:	55—65—75 μ
Anzahl der Exemplare:	5 6
Breite der Lorica:	30—35—40—45 μ
Anzahl der Exemplare:	1 7 3

In Schnitten, die nicht parallel zur Längsachse der Lorica verlaufen, ist der Kragenansatz als halsförmige Einschnürung oder scharfer Knick markiert, der jedoch nur durch die Lage der Schnittebene bedingt ist.

Als Wandstrukturen treten außer Verdickungen der Innenseite als Außenstrukturen der Loricawand neben dem häufigen Kaudalfortsatz selten auch seitlich dornenartige Fortsätze auf.

Beziehungen:

Eine morphologische Verwandtschaft zu der bisher einzigen jurassischen Gattung *Parafavelloides* G.& M. Deflandre 1949 besteht nicht. Vergleiche mit rezenten Gattungen sind allein auf Grund des Lorica-Querschnittes nicht durchführbar.

Lediglich die Zuordnung zu der rezenten Familie Codonellidae Kent, 1882, ist mit Hilfe des Querschnittes unter Vorbehalten möglich.

Morphologisch ähnliche Querschnitte, wie *Chitinoidella*, wenn auch erheblich größer, liefert ab Berriasien die Gattung *Tintinnopsella* Colom, 1948, deren Lorica jedoch aus Kalzit besteht.

Stratigraphische Verbreitung:

Das stratigraphische Vorkommen beschränkt sich nach der bisherigen Kenntnis auf die Schichten kurz unterhalb der Calpionelliden-Zone 1 (*Cr. intermedia*) sowie auf die untersten Schichten von Zone 1 selbst, das heißt, auf die Schichten an der Wende Mittel-/Ober-Tithon.

Geographische Verbreitung:

Die Art besitzt regionale Verbreitung. Fundorte sind die Lokalitäten Steinbruch Haßlberg (vgl. oben), Hocherb-Alm (W Ruhpolding) und Tiefenthaler Hof (N Achenkirch, Tirol).

Calpionellidea Bonet, 1956

Calpionellidae Bonet, 1956

Calpionellidae gen. et sp. indet.

Beschreibung:

Den auf Tafel 6 (1), Abb. 6—10 (6—10) abgebildeten Lorica-Querschnitten ist eine breite bis schmale ovale Form gemeinsam. Auch besitzen alle nur dünne Wände aus perlschnurartig aufgezogenen Kalzitkörnern. Ein ausgeprägter oraler Kragen fehlt diesen Formen oder ist nur schwach angedeutet. Die aboralen Seiten schließen rundlich oder zugespitzt ab. Bemerkenswert ist die bei Abb. 6 und 10 (9 und 10) erkennbare äußere organische Hülle, die die schwach verkalkte Innenseite umgibt.

Beziehungen:

Der Formenkreis läßt sich den Gattungen *Calpionella*, *Crassicollaria* und *Tintinnopsella* anschließen. Es handelt sich nicht um einen einzelnen Typ mit fixierten Eigenschaften, sondern um eine Anzahl undifferenzierter Typen, deren morphologische Anlagen auf verschiedene Entwicklungsmöglichkeiten hindeuten. Die bei dem Exemplar der Tafel 6 (1), Abb. 6 und 10 (9 und 10) erhaltene äußere organische Hülle und die Tatsache, daß es sich um die frühesten Vertreter der Calpionelliden-Evolution handelt, bestärken den Eindruck, daß die beschriebenen Formen eine phylogenetische Übergangsstellung zwischen organischen und kalzitischen Tintinnina einnehmen.

2. Über die Fossilisation der kalzitischen Tintinnina (Calpionellidea).

Der Nachweis organisch erhaltener Tintinnina im Haßlberg-Profil liefert neue Tatsachen für die Beurteilung der Fossillisationsprozesse.

Daß es sich überhaupt mit Sicherheit um Erhaltung in organischer Substanz handelt, konnte mit Hilfe der von Wetzel (zusammenfassende Darstellung 1959,

p. 261—277) entwickelten Fluoreszenzanalyse[1]) zur Erkennung fossiler Eiweißstoffe nachgewiesen werden. Bei Verwendung des Erregerfilters BG 12 sendeten die in dunkelbrauner Substanz erhaltenen Loricae ein grünlich bis gelbes Fluoreszenzlicht aus, wie es von Wetzel als charakteristisch für fossile Eiweißverbindungen angegeben wird.

Es ist noch nicht gelungen, diese organisch erhaltenen Tintinnina zu isolieren. Weder die Anwendung stark verdünnter Salzsäure noch die verdünnter Essigsäure brachte Erfolg, wie auch Rüst (1885, p. 320) mit verschiedenen, nicht näher erwähnten Lösungsmitteln und Deflandre & Deunff (1957, p. 3090) mit Flußsäure keinen Erfolg hatten bei dem Versuch, organisch erhaltene Tintinnina aus Kieselkonkretionen zu isolieren.

Zur Frage der Fossilisation der Calpionelliden wurden in der Literatur bisher folgende Standpunkte vertreten:

Deflandre (1936, p. 116) vermutete, daß nur Gehäuse agglutinierender Arten in stark kalkigen Sedimenten fossilisiert werden konnten und daß rein organische Gehäuse in solchen Ablagerungen keine Spuren hinterließen.

Colom (1948, p. 239) beobachtete dagegen feine Strukturen in den verkalkten Lorica-Wänden der Gattung *Favelloides*, die seiner Meinung nach den Strukturen ursprünglich rein organischer Gehäuse entsprechen. Er schloß daraus, daß die ursprüngliche organische Struktur schnell durch Kalk ersetzt werden konnte.

Auch Andrusov (1950)[2]) wandte sich gegen die Annahme der Fossilisation ausschließlich agglutinierender Arten. Er zeigte, daß die fossilisierten Loricae einen faserigen Bau mit senkrecht zur Oberfläche orientierten Fasern besitzen, da Calpionelliden-Querschnitte bei der Betrachtung im polarisierten Licht bei gekreuzten Nicols auslöschen. Nach Andrusov wäre diese Art der Verkalkung schwer zu erklären, wenn die Loricae ursprünglich agglutiniert gewesen wären. Den sphärisch-strahligen Bau von *Calpionella* stellte auch bereits Blumer (1906)[3]) bei Untersuchung im polarisierten Licht fest.

Ohne Argumente zu geben, behauptete Campbell (1954, p. D 171), daß keine Unterschiede zwischen fossilen kalzitischen und rezenten organischen Tintinnina bestünden, außer dem einen, daß die fossilen eine postmortale Kalzitisierung erlitten hätten. Er reihte deshalb die fossilen Gattungen unter die rezenten ein.

Im Gegensatz zu Colom, der, wie oben erwähnt, eine postmortale Kalzitisierung ursprünglich organischer Loricae begründete, fand es Bonet (1956, p. 27 ff.) schwierig, die perfekte Kalzitisierung zu erklären. Nie zeigen sich nach Bonet Reste von organischer Substanz innerhalb der kalzitischen Lorica.

---

[1]) Eine Fluoreszenzanlage stellte in dankenswerter Weise die Zeiss Ikon-Vertretung in München zur Verfügung.

[2]) Aus Pokorny (1958, p. 432).

[3]) Aus Cadisch (1932), p. 247.

Auch wird niemals andere Substanz, etwa Pyrit oder Eisenoxyd, angetroffen, wie bei anderen Mikrofossilien, z. B. Radiolarien oder Foraminiferen.

Allerdings kennt man auch fossile Arten mit organischer Lorica (bis 1957 drei Gattungen und elf Arten):

1. *Parafavelloides ruesti* G. & M. Deflandre 1949; drei weitere Arten bekannt, alle aus den jurassischen Koprolithen von Ilsede bei Hannover, zuerst beschrieben und abgebildet von Rüst (1885, p. 320, Taf. 44, Fig. 1—5).
2. *Codonella cratera* (Leydi) Vorce; pleistozäne lakustrische Tintinnina aus Gyttjaablagerungen Schwedens, von Lagerheim (1901[1]) gefunden.
3. *Priscofolliculina pulchra* Deflandre & Deunff, 1957; fünf weitere Arten, Senon oder jünger; älteste sichere Süßwasserciliaten aus einer Kieselkonkretion aus der Umgebung von Lambarene, Gabon.

Es sind also in organischer Substanz überlieferte Formen bekannt, die vor und nach dem Erscheinen, Aufblühen und Erlöschen der kalzitischen Tintinnina (Tithon - Apt) gelebt haben. Immer aber handelt es sich um außergewöhnliche Erhaltungsbedingungen.

Das erklärt nach Bonet, warum sich Tintinnina mit organischem Gehäuse im Verhältnis zum rezenten Arten- und Individuenreichtum so außerordentlich selten im paläontologischen Register finden.

Andererseits lassen die in ungeheuren Individuenzahlen überlieferten kalzitisierten Tintinnina auf Grund ihrer ununterbrochenen Entwicklung vom Tithon bis Apt nach Bonet den Schluß zu, daß es sich hierbei nicht um zufällige Erhaltung handelt. Er nahm an, daß keine postmortale Kalzitisierung der organischen Substanz stattfand, sondern daß die Loricae der Calpionelliden ursprünglich bereits kalkig waren.

Die Ähnlichkeit mancher morphologischer Merkmale von fossilien kalzitisierten und rezenten organischen Tintinnina erklärte er mit „paralleler Evolution".

In der Hypothese Bonets ist neben den Argumenten der geschlossenen stammesgeschichtlichen Entwicklung und der überaus zahlreichen Überlieferung kalzitisierter Exemplare zwischen Tithon und Apt die zufällige Erhaltung fossiler organischer Formen von besonderer Bedeutung. Diese wenigen Zufallsfunde machen seiner Meinung nach wahrscheinlich, daß es sich bei den millionenfach fossilisierten kalzitischen Formen nicht um zufällige Erhaltung handelt.

Über diese Wahrscheinlichkeit hinaus kann eine entscheidende Bestätigung seiner Hypothese nur von weiteren Funden fossiler organischer Tintinnina erwartet werden und zwar von Exemplaren, die unter den gleichen Bedingungen fossilisiert wurden wie die kalzitischen. Die Tatsache der perfekten Kalzitisierung vieler Individuen und die der anscheinend nur zufälligen Erhaltung weniger organischer Formen vermittelt keine weiteren Aufschlüsse.

[1]) Aus Pokorny (1958, p. 441).

Wie die neuen Funde vom Haßlberg zeigen, wurden organische Tintinnina in den gleichen stark kalkhaltigen, feinkörnigen Sedimenten überliefert wie die kalzitischen.

Dieser Befund läßt erkennen, daß das physikalisch-chemische Milieu des Sediments auf die Art der Fossilisation ohne Einfluß war. Daraus folgt, daß die Substanzunterschiede der Loricae fossiler organischer und kalzitischer Tintinnina bereits zu Lebzeiten der Organismen angelegt wurden.

Damit ergibt sich eine Bestätigung der Hypothese Bonets, während die von Colom (1948) vertretene postmortale Kalzitisierung unwahrscheinlich wird.

Da es sich bei den organischen Tintinnina des Haßlbergs um nicht agglutinierte Formen handelt, wird auch die oben erwähnte, auf Grund des sphärischen Baus der Calpionelliden bestrittene Hypothese von Deflandre (1936) hinfällig.

Die organischen Tintinnina vom Haßlberg liefern somit die ersten direkten Belege für die von Bonet (1956) postulierte ursprüngliche Kalzitisierung aller kalzitisch überlieferten Tintinnina zwischen Tithon und Apt.

3. Zur Evolution der Calpionellidea

Der Zeitpunkt des Auftretens organisch erhaltener Tintinnina sowie einiger halb kalzitisch, halb organisch überlieferter Zwischenformen im Haßlberg-Profil eröffnet neue Deutungsmöglichkeiten für die Evolution.

Die organischen Formen treten kurz vor und zusammen mit den frühesten kalzitischen (Calpionellidae gen. et. sp. indet.; Tafel 6 (1), Abb. 6—10 (6—10)) auf. Der Zeitpunkt des gemeinsamen Vorkommens ist also beschränkt auf die basalen Schichten der Calpionelliden-Fazies.

Bemerkenswert ist, daß die Loricae der ersten kalzitischen Formen durch das Fehlen einer ausgeprägten Kragenregion gegenüber den organischen wenig spezialisiert und in diesem Sinne primitiv erscheinen. Zudem wurden mit ihnen gemeinsam Übergangsformen beobachtet (Schliff Hß 15), bei denen die Außenwand der Lorica organisch, die Innenseite jedoch kalzitisch aufgebaut ist (vgl. Taf. 6 (1), Abb. 6 und 10 (9 und 10).

Nach diesen Befunden ist es wahrscheinlich, daß im Haßlberg-Profil bei einer Gruppe organischer Tintinnina die Entwicklungsphase des Übergangs in eine neu entstehende Gruppe kalzitisch gebauter Tintinnina belegt werden kann, und zwar an einer Stelle, an der die letzten organischen Formen mit den ersten kalzitischen, verbunden durch Zwischenformen, unter denselben Fossilisationsbedingungen vorkommen.

Dieser phylogenetische Übergang von Tintinnina mit organischer in solche mit kalzitischer Lorica, für den alle bisher vorliegenden Tatsachen sprechen, bietet eine einfache Erklärung für das überraschende Auftauchen der Calpionellidea in den obertithonischen Sedimenten der Tethys.

Allemann, F., 1956: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. 3. Teil. — Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, 244 S., 21 Fig., 4 Taf., 7 Fototaf., 1 geol. Ansicht. Vaduz.

Bolze, J., Colom, G. & Sigal, J., 1959: Présence du genre *Colomiella* Bonet, 1956 en Tunisie. Les Calpionelles post-méocomiennes. — Rev. de Micropal. **2**, 1, 50—52, Taf. 1, Paris.

Bonet, F., 1956: Zonificacion mikrofaunistica de las calizas cretacicas del este de Mexico. — Bol. Asoc. mexicana de geologos petroleros **8**, 7—8, VI+3—102, 30 Taf.; XX. Congr. Geol. Int. Mexico.

Brönnimann, P., 1954: Occurence of calpionellids in Cuba. — Eclog. Geol. Helv. **46** (1953), 2, 263—268, 1 Abb., Basel.

Brunnschweiler, R. O., 1951: Discovery of the late Jurassic genus *Calpionella* Lorenz in Australia. — Austral. Journ. Sci. **14**, 3, p. 94.

Cadisch, J., 1932: Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. — Geol. Rdsch. **23**, 241—257, 3 Abb., Stuttgart.

Campbell, A. S., 1954: Tintinnina. Treatise on Invertebrate Paleontology, Pt. D., Protista 3, p. 166—180, Abb. 88—92. Geol. Soc. Amer. & Univ. Press., Kansas.

Cita, M. B. & Pasquare, G., 1959: Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti. — Riv. Ital. Pal. Strat. **65**, fasc IV, 385—435, 6 Abb., Taf. 25—28, Milano.

Colom-Casasnovas, G., 1934: Estudios sobre las Calpionellas. — Boll. Soc. Esp. Hist. Nat. **34**, 379—388, Taf. 30—32, 2 Textabb., Madrid.

Colom, G., 1948: Fossil Tintinnids: loricated infusoria of the order of the Oligotricha. — J. Paleont. **22** (2), 233—263, 10 Fig., 3 Taf., Tulsa Oklahoma.

Colom, G., 1955: Jurassic- Cretaceous Pelagic Sediments of the Western Mediterranean Zone and the Atlantic Area. — Micropaleontology **1**, 2, 109—124, 4 Abb., Taf. 1—5, New York.

Colom, G., Gastany, G. & Durand-Delga, M., 1953: Microfaunes pélagiques (Calpionelles et Fissurines) dans le NE de la Berbérie. — Bull. Soc. Géol. France (6) **3**, 4—6, 517—534, 10 Abb., Paris.

Deflandre, G., 1936: Tintinnoidiens et Calpionelles. Comparaison entre les Tintinnoidiens, Infusoires loriqués pélagiques des mers actuelles, et les Calpionelles, microfossiles de l'époque secondaire. — Bull. Soc. Franc. Microsc. **5**, 3, 112—122, 42 Abb., Paris.

Deflandre, G., 1952: Embranchement des Ciliés. — In: Piveteau, J.: Traité de Paléontologie T. **1**, 317—321, Abb. 1—29. Masson, Paris.

Deflandre, G. & Deflandre-Rigaud, M., 1949: Ciliés (Infusoires), Tintinnoidea et Ciliatae incertae. — Fichier micropaléont. Sér. **9**, Arch. orig. Centre Document. C. N. R. S. 302, Fiches I—VI, 1186—1293, Paris.

Deflandre, G. & Deunff, J., 1957: Sur la présence de Ciliés fossiles de la famille des Folliculinidae dans un silex du Gabon. — C. R. Acad. Sci. **244**, 3090—3093, Abb. 1—9, Paris.

Doben, K., 1962: Paläontologisch-stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Jura/Kreide-Grenze in den bayerischen Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. — Diss., 97 S., 20 Textabb., 2 Taf., Privatdruck, München, März 1962.

Donze, P., 1958: Les couches de passage de Jurassique au Crétacé dans le Jura francais et sur les pourtours de la „fosse vocontienne". — Diss., Trav. Lab. Lyon, N.S., Nr. 3, Lyon.

Dufaure, Ph., 1958: Contribution à l'étude stratigraphique du jurassique et du néocomien de L'Aquitaine et la Provence. — Rev. Micropaléont. **1**, 2, 87—155, 1 Karte, 6 Taf., Paris.

Durand-Delga, M., 1957: Une nouvelle forme de Calpionelles. — Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N.S. Bull. Nr. **13**.

Farinacci, A., 1959: Le Microbiofazies Giurassiche dei Monti Martani (Umbria). — Ist. Geol. Paleont. Univ. Roma, A, VIII—N. **41**, Rom.

Ferasin, F. & Rigato, G., 1957: Studi sui Tintinnidi fossili delle Prealpi Venete. — Mem. Accad. Patav. SS. LL. AA. **69**, (1956—57), 1—26, Taf. 1—2, Abb. 1—2, Padua.

Gianotti, A., 1958: Deux faciès du jurassique supérieur en Sicilie. — Rev. Micropaléont. **1**, 1, 38—51, 5 Abb., 2 Taf., Paris.

Grunau, H. R., 1959: Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, radiolaritführender Sedimentserien der Zentralalpen. — 179 S., 90 Abb., 5 Karten, Brill-Vg., Leiden.
Hagn, H., 1955: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der bayerischen Alpen. — IX+174 S., 71 Taf., Vg. Brill, Leiden.
Hantke, R., 1959: Zur Jura/Kreide-Grenze im mittel- und südhelvetischen Faziesbereich der Ostschweiz. — Eclog. Geol. Helv. **52**, 2, 547—554, Basel.
Kraus, E., 1929: *Calpionella alpina* Lorenz als Leitfossil. — Veröff. Geol. Paläont. Inst. Univ. Riga **18**, 69—80b, Riga.
Lagerheim, G., 1901: On lemningar af Rhizopoder, Heliozoer och Tintinnider i Sveriges och Finlands lakustrina Kvartära flagringar. — Geol. Foren. Stockholm Förhandl. **23**, 469—520. Stockholm
Leischner, W., 1959: Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. — Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl., Abt. I, **168**, 8+9, 839—882, 17 Abb., 6 Taf., Wien.
Leischner, W., 1961: Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **112**, 1, 1—47, Stuttgart.
Lorenz, T., 1902: Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen Helvetischer und Ostalpiner Fazies. 2. Der südliche Räthikon. — Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., **12**, 35—93 Freiburg.
Misik, M., 1959: Die „Lombardia"-Mikrofazies. — Ein Leithorizont im Malm der Westkarpathen. — Geol. Sbornik, **10**, 1, 172—182, Taf. 16—18, Bratislava.
Murgeanu, G. & Filipescu, M. 1933: *Calpionella carpathica* n. sp. dans les Carpathes roumaines. Notat. Biolog. **1**, 2, **63—64**, Bukarest.
Nicol, G., 1956: Geologie der östlichen Stockhorn-Kette. — Mitt. Naturforsch. Ges., Bern. N. F. **13**, Bern.
Pokorny, V., 1958: Grundzüge der Zoologischen Mikropaläontologie, Band 1, VIII+582 S., Dt. Vg. Wiss. Berlin.
Pollini, A. & Cuzzi, G., 1960: Cronostratigraphia del giura medio — superiore e della creta inferiore lombardi e significato delle faune ad aptici. — Assoc. sedimentologica ital., 1—15, 1 Taf., 3 Tab., Mailand.
Remane, J., 1962: Zur Calpionellen-Systematik. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1962**, 1, 8—24, 46 Textabb., Stuttgart, ausgegeben Ende April.
Rey, M. & Noutet, G., 1958: Microfazies de la Region Prérifaine et de la Moyenne Moulouya. — 31 S. 97 Taf. Leiden, Brill-Vg.
Rüst, D., 1885: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura.-Palaeontographica **31**, 269—322, Taf. 26—45, Kassel.
Weid, J. von der, 1961: Géologie des Préalpes médianes au SW du Moléson (Préalpes fribourgeoises). — Eclog. Geol. Helv. **53**, 2 (1960), 521—624, 28 Abb., 4 Tab., Taf. 1—2, Basel.
Weiss, H., 1949: Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm. — Mitt. Geol. Inst. E. T. H. u. Univ. Zürich, Ser. e, **34**, X+306, Taf. 1—4, Tab. 1—3, 17 Fig., 32 Abb., Zürich.
Zanmatti-Scarpa, C., 1957: Studio di alcune „Microfazies" del Bresciano. — Boll. Serv. Geol Ital. **77**. (1956), 4—5, 585—608, Rom.
Zia, R., 1955: Calcari a *Calpionella* della Toscana. — Boll. Soc. Geol. Ital. **74**, 2, 80—92, 6 Abb. Rom.

Tafel 5

Abb. 1—8 *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga)
1×385 Schliff Hß 22
2×385 Schliff Hß 20
3×385 Schliff Hß 22
4×385 Schliff Hß 18
5×385 Schliff Re 10
6×385 Schliff Re 13
7×385 Schliff Re 10
8×385 Schliff Re 9

Abb. 9—12 *Crassicollaria parvula* Remane
9×385 Schliff Re 21
10×385 Schliff Re 23
11—12×385 Schliff Re 26

Abb. 13—18 *Crassicollaria colomi* n. sp.
13—15×385 Schliff Re 21
16×385 Schliff Re 21, Holotypus
17—18×385 Schliff Re 21

Tafel 6

Abb. 1—5 *Chitinoidella boneti* n. gen. n. sp.
1—2×575 Schliff Hß 13
3×525 Schliff Hß 13, Holotypus
4×225 Schliff Hß 13, Holotypus
5×225 Schliff Hß 13

Abb. 6—10 *Calpionellidae* gen. et sp. indet.
6— 9×225 Schliff Hß 15
10×360 Schliff Hß 15

Abb. 11 *Calpionella alpina* Lorenz
×225 Schliff Hß 22

Abb. 12—13 *Crassicollaria massutiniana* (Colom)
12×225 Schliff Hß 23
13×225 Schliff Hß 22

Abb. 14 *Amphorellina subacuta* Colom
×225 Schliff Re 37

Abb. 15 *Calpionella elliptica* Cadisch
×225 Schliff Re 47

Abb. 16 *Tintinnopsella longa* (Colom)
×225 Schliff Ha 8

Abb. 17 *Tintinnopsella carpathica* (M. & F.)
×225 Schliff Re 41

Abb. 18 *Tintinnopsella cadischiana* Colom
×225 Schliff Ha 1

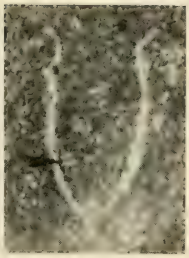
Abb. 19—20 *Calpionellites neocomiensis* Colom
×225 Schliff Ha 5

Abkürzungen für die Herkunft
der Schiffe nach Doben 1962, 89

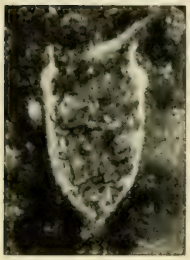
1

2

3



4



5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

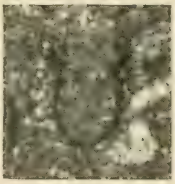
Tafel 5

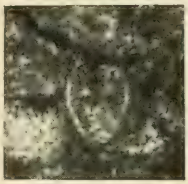
1

2

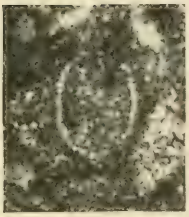
3

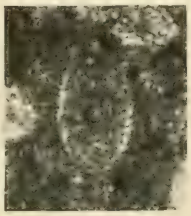
4

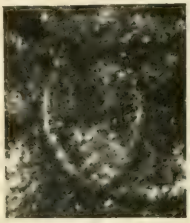

5


6

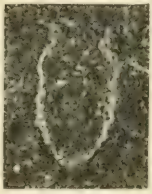
7

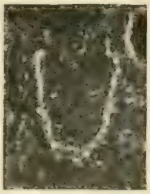

8


9


10

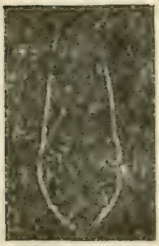
11

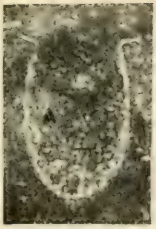

12

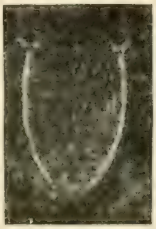

13

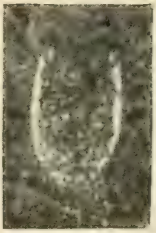
14

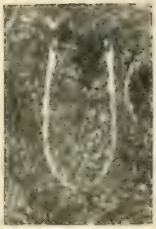
15


16


17


18


19


20

Tafel 6

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 3 | 51—72 | München, 1. Nov. 1963

Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges („Jungschichtenzone") mit einem Beitrag zur geologischen Stellung der Ehrwaldite

Von Hubert Miller, München[1])

Mit 1 Tabelle und 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Die im Gebiet der „Jungschichtenzone" östlich von Ehrwald (Tirol) aufgeschlossenen Sedimente des Juras und der Unterkreide werden beschrieben und unter kritischer Betrachtung älterer Arbeiten zum Teil neu gegliedert und altersmäßig eingestuft.

Das basische Ganggestein „Ehrwaldit" ist im Bereich einer Schwellenzone der jurassischen Geosynklinale etwa um die Zeit des mittleren Malms in meeresbodennahe Sedimente eingedrungen.

Summary

Jurassic and Cretaceous sediments ("Jungschichten") East of Ehrwald (Tyrol) are redescribed. It proved partly necessary to apply new subdivisions to this sequence of rocks, and, in addition, to date them correctly. "Ehrwaldite", a basic igneous rock, was found to intrude sediments near the sea-floor. These intrusions can be linked to sediments about Kimmeridgian in age. Its occurence coincides with a submarine elevation inside of the Jurassic geosyncline.

Inhalt

Vorwort 52
A. Einleitung 52
B. Die Sedimente und ihr Alter 54
1. Adneter Kalke 54
2. Allgäuschichten 56
3. Radiolaritgruppe 58

[1]) Dr. Hubert Miller, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie und Mineralogie der Universität, 8 München 2, Luisenstr. 37.

B. Die Sedimente und ihr Alter (Fortsetzung)
4. Aptychenschichten 59
a) Bunte Aptychenschichten 60
b) Biancone-Kalk 60
c) Grüne Aptychenschichten 62
C. Die geologische Stellung der Ehrwaldite 63
1. Mineralbestand 63
2. Vorkommen 64
3. Das Alter der Ehrwaldite nach älteren Autoren 65
4. Gründe für die Annahme jurassischen Alters 65
5. Schlußfolgerungen 66
D. Zur Paläogeographie 67
Schriften 70

Vorwort

Vorliegende Arbeit stellt einen Auszug aus meiner Dissertation dar, in der der Bau des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges nach neuen Beobachtungen dargestellt wurde. Im Laufe der Arbeiten erwies sich eine eingehende Untersuchung der zwischen beiden Gebirgen sich in Ost-West-Richtung erstreckenden schmalen „Jungschichtenzone" — der Name wurde für diesen Streifen jurassischer und kretazischer Sedimente inmitten ausgedehnter Triaskalk-Massen erstmals von Ampferer (1905 a, b) gebraucht — als unumgänglich.

Die Neukartierung der Jura- und Unterkreide-Sedimente beschränkte sich auf das Gebiet zwischen Ehrwald und den Issental-Köpfen. Vergleichsbegehungen führten nach Osten bis ins Leutascher Tal, nach Westen bis in die Lermooser Mulde westlich des Ehrwalder Beckens und nach Süden bis zum Nordfuß des Wannig-Kammes.

Alle Namen sind der vom Deutschen und vom Österreichischen Alpenverein herausgegebenen Karte des Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Blatt Mitte) entnommen.

Eine ausführliche Darstellung des tektonischen Baues des Arbeitsgebietes erscheint demnächst im „Neuen Jahrbuch für Geologie und Paläontologie".

Herrn Univ.-Doz. Dr. H.-J. Schneider danke ich herzlich für die Förderung meiner Arbeit. Herrn Dr. W. Barthel verdanke ich die Bestimmung der Ammoniten; Herr Dr. J. Th. Groiss unterzog sich freundlicherweise der Mühe, die zahlreichen Foraminiferenfaunen zu bestimmen.

Der Deutsche Alpenverein unterstützte die Arbeit durch die Gewährung einer namhaften Beihilfe.

A. Einleitung

In der nachfolgenden Besprechung der Sedimente wurde absichtlich nicht nach Stufen, sondern nach kartierbaren Gesteinsgruppen gegliedert, da sich ganz allgemein die auf paläontologischem Weg aus dem Gebiet der Originallokalität übertragenen Stufenbezeichnungen bekanntlich durchaus nicht immer mit kartierbaren Gesteinsgruppen („formations" im angelsächsischen Sinn) decken. Dieses Prinzip erweist sich im alpinen Jura mit seiner lebhaften Faziesdifferenzierung als besonders günstig.

Abb. 1: Die regionale und großtektonische Lage der „Jungschichtenzone" (punktiert) zwischen Mieminger Gebirge (Inntal-Einheit) und Wettersteingebirge (Wetterstein-Masse).

Damit soll keineswegs einer Einteilung der geologischen Zeitskala nach anders als paläontologisch fundierten Gesichtspunkten das Wort geredet werden. Es dürfte aber doch feststehen, daß die organische Entwicklung, auf der unsere Zeitskala aufgebaut ist, nicht in ursächlichem Zusammenhang mit der Ausbildung der Gesteine steht (SCHINDEWOLF, 1944, 1956), und daß gerade durch die exakte Trennung von Gesteinsbeschreibung und Altersbestimmung manches Mißverständnis ausgeschaltet und die Darstellung der Schichtfolge vereinfacht wird.

Das so gewählte Einteilungsprinzip entspricht in etwa der „geognostischen Einteilung" PIAS (1930, S. 13 ff.).

Besonderer Wert wurde auch auf eine unmißverständliche Nomenklatur der Gesteinsgruppen gelegt. Dabei wurde versucht, soweit möglich auf bereits übliche Namen aufzubauen, jedoch so unklare Bezeichnungen wie z. B. „Fleckenmergel" für die Kalk/Mergel-Serie des Lias und Unterdoggers zu vermeiden.

Tabelle 1 (letzte Spalte) vermittelt einen Überblick über die Benennung und Einstufung der jurassischen Gesteine des südlichen Wettersteingebirges durch den Verfasser. Zum Vergleich sind aus dem Bereich des südlichen Wettersteingebirges sowie der Allgäuer und Ammergauer Alpen Jura-Gliederungen älterer Autoren mit aufgeführt.

B. Die Sedimente und ihr Alter

1. Adneter Kalke

Der Name „Adneter Schichten" wurde erstmals von HAUER (1853, S. 745) für die direkt „über den Schichten mit Petrefakten der Kössener Schichten" liegenden Gesteine der unten beschriebenen Fazies verwendet. Er wurde in der Folgezeit von vielen Autoren übernommen (GÜMBEL, 1856, 1861; SCHRÖDER, 1925; LEUCHS, 1927; HABER, 1934) und wird auch hier der über die fazielle Ausbildung nichts aussagenden Bezeichnung „Liasbasiskalk" vorgezogen.

Die Adneter Kalke liegen in einer Mächtigkeit bis zu 30 m zwischen Kössener Schichten und Allgäuschichten innerhalb der „Jungschichtenzone" südlich des Wettersteingebirges. Östlich der Issental-Köpfe sind sie nach ZITZLSPERGER (1960) nur stellenweise vorhanden. Ein kleines Vorkommen findet sich westlich des Marienbergjoches. Am Westrand des Ehrwalder Beckens fehlen sie.

Die Adneter Kalke bestehen vorwiegend aus grüngrauen bis roten, auch grün/rot gescheckten und geflammten, dichten, knolligen Kalken. Stellenweise treten dunkelgraue Hornsteinknauern und -schnüre auf. Untergeordnet finden sich, besonders im Liegenden der Knollenkalke, braungraue, teils etwa fleckige, hornsteinhältige Kalke, die die Knollenkalke auch seitlich vertreten können. Alle Gesteine zeigen vorzügliche Bankung im 5-cm-Bereich.

An Megafossilien finden sich zerstreut Crinoidenstielglieder. Schlecht erhaltene Ammoniten sind nördlich der Issental-Köpfe häufig. Sie konnten nur als *Arietites* sp. div. bestimmt werden. An Belemniten lag *Nannobelus acutus* (MILLER) in einem Exemplar vor.

HAHN (1911) führt aus dem Vorkommen nördlich der Issental-Köpfe eine Ammonitenfauna des Lias α—β an, aus den darüberliegenden Allgäuschichten Ammoniten des Lias γ—δ; im Vorkommen westlich der Ehrwalder Alm fand er Ammoniten des Lias α—γ, in den überlagernden Allgäuschichten solche des Lias γ—ε. Damit dürfte für das Gebiet um die Ehrwalder Alm ein Durchhalten

	Südostliche Allgäuer Alpen JACOBSHAGEN 1959, 1961	Nördliche Allgäuer Alpen REISER 1922	Ammergauer A. ("Mergelfazies") KOCKEL, RICHT. & ST. 1931	Südrand des Wettersteingebirges ("Jungschichtenzone") REIS 1911	AMPFERER & OHNESORGE 1924	ZITZLSPERGER 1960	MILLER 1963
NEO-KOM	Aptychen-Mergel ?	Neokom-Mergel 10 - 15 m Neokom-Aptychen-kalk 30 - 40 m	Bunte Mergel Grüne Mergel Basiskalke 150 m	Neokom	Neokom-schichten über 100 m	Neokom über 150 m	Grune Aptychen-schichten 300 m ? Biancone 0 - 70 m
MALM	Aptychen-Kalke ca. 200 m Bunte Aptychen-Schiefer 15 m	Bunter Tithonkalk u. 20 m Jura-Aptychenkalke ca. 180 m	graue u. weiße Aptychenschicht. 30 - 100 m Bunte Aptychenschichten 10 - 30 m	heller, plattiger Kalk rote Hornstein-schichten grüne Hornstein-schichten Malmschichten 150 m	Aptychen-kalke Hornstein-kalke Radiolarien-schichten 100 - 150	Aptychen-schichten 25 m Hornstein-schichten 3 - 10 m	Bunte Aptychen-schichten 1 - 30 m Radiolarite 1 eng. S.
	Radiolarite 25 - 30 m	Radiolarien-schichten 3 - 20 m					Radiolarritgruppe 3-10 m
DOGGER	Spatkalk-Schichten - 100 m Jungere Fleckenmergel - 250 m	Allgau-schichten Dogger-kalk über 15 m	Radiolarit-serie 3 - 20 m Flecken-mergel	Allgau-schichten	?	?	rote Mergel und Kalke Flecken-mergel Allgau-schichten
LIAS	Mittl. Flecken-mergel - 200 m Ältere Fleckenmergel ca. 1000 m Roter Unter-liaskalk - 25 m	500 m Hier-latz-kalk ca Knol-lenkalk 30 m 25 m	10 - 200 m mergel	schichten Rote Unterlias-Kalke	Lias-flecken-mergel Bunte Lias-kalke 10-12 m	mergel 150 - 200 m Lias-Basis-schichten 10 m	schichten 100 - 200 m Adneter Kalk - 30 m
RÄT	KÖSSENER SCHICHTEN beziehungsweise OBERRÄTKALK						

Tab. 1: Die Schichtfolge des Juras und Neokoms im Allgäu, in den Ammergauer Alpen und am Südrand des Wettersteingebirges („Jungschichtenzone") nach verschiedenen Autoren. Kreise: Horizont durch Fossilien belegt. Halbkreise: Bestimmung unsicher.

der Adneter Fazies bis in den Lias γ hinein erwiesen sein. Ob die roten Knollenkalke auch weiter im W so hoch in den Lias reichen, ist nicht sicher; das völlige Fehlen am Westrand des Ehrwalder Beckens könnte dafür sprechen, daß sie unmittelbar östlich von Ehrwald schon nur mehr dem tiefsten Lias zugehören.

2. Allgäuschichten

Der von Gümbel (1856, S. 9: „Algäuschiefer") und Richthofen (1859, S. 109: „Algäuschichten") eingeführte, allerdings nur vereinzelt (Reis, 1911; Reiser, 1922; Zacher, 1962[2]) gebräuchliche Name „Allgäuschichten" ist unbedingt der Bezeichnung „Fleckenmergel" vorzuziehen (vgl. auch Huckriede, 1959, S. 67). Einerseits kommen Fleckenmergel auch in ganz anderen stratigraphischen Horizonten vor (neokome Fleckenmergel sind von liassischen lithologisch oft kaum zu unterscheiden!), andererseits bestehen die „Fleckenmergel" großenteils gar nicht aus fleckigen Mergeln (vgl. auch Jacobshagen, 1959).

Eine Gliederung nach der Einteilung Jacobhagens (1959) in ältere, mittlere und jüngere „Fleckenmergel" war nicht durchweg möglich.

Die Allgäuschichten der Lermooser Mulde nördlich der Bahnlinie Ehrwald—Lermoos gehören jedenfalls zum kalkreichen Typ der „Älteren Fleckenmergel". Es finden sich überwiegend hellbraune bis graue, fleckenlose bis fleckenarme Kalke, die ab und zu Hornsteinknauern führen. Nur vereinzelt treten Zwischenlagen von grünlichbraunen Mergeln auf. Das gleiche gilt für isolierte Vorkommen am Fuß des „Hohen Ganges" (Felsensteig von Ehrwald zum Seeben-See) und hinter dem Gasthof „Gaistaler Hof" bei Ehrwald.

Sicher als „jüngere Fleckenmergel" ansprechbar sind die Wechsellagen von Kalk- und Mergelbänken am Westrand der Mieminger Berge (Nordfuß des Rauhen-Kopfes und Marienbergjoch) sowie am Westrand des Wettersteingebirges (Lehngraben). Das letztgenannte Vorkommen besuchte freundlicherweise Herr Dr. V. Jacobshagen, Marburg, mit mir.

Im Bereich der „Jungschichtenzone" i. e. S. finden sich die Allgäuschichten als Kalke, Fleckenkalke, grüngraue bis graubraune Mergel und Fleckenmergel. Sie sind meistens gut gebankt. Grünrote bis feuerrote Tone scheinen an obere Horizonte gebunden zu sein, aus denen sie auch Ampferer (Ampferer & Ohnesorge, 1924, S. 30) vom Gebiet der Bleispitze westlich Lermoos beschreibt.

Die Mächtigkeit der Allgäuschichten nimmt von W nach E von über 300 m auf 100 m ab (vgl. S. 67).

Die Allgäuschichten enthalten eine reiche, aber für stratigraphische Zwecke nur bedingt brauchbare Mikrofauna.

Die Auswertung der Megafauna lieferte dagegen sehr wertvolle Anhaltspunkte für die Datierung der Allgäuschichten. An Cephalopoden fanden sich:

[2]) Auch Jacobshagen (1962) gebraucht den Namen jetzt.

1. Unhorizontierbar im Schutt:

Fuciniceras sp.
Grammoceras cf. *normannianum* (d'Orb.)
Grammoceras sp.
Phylloceras (*Partschiceras*) *partschi* (Stur)

2. Im Lehngraben; erster südlicher Seitengraben, 1430 m:

Grammoceras sp.
Arieticeras sp.

3. Im Lehngraben; Hauptgraben, 1510 m, „Jüngere Fleckenmergel", vermutlich etwa mittlere Horizonte:

Phylloceras sp.
Tmetoceras scissum (Benecke)
Hammatoceras sp.

4. Im Lehngraben, an der südlichen Begrenzungsrippe des bei 1420 m abzweigenden Nebengrabens in 1680 m Höhe, ca. 200 m nordöstlich P. 1808 (AV-Karte); oberste Kalkbank unter den roten Mergeln der Radiolaritgruppe:

Ludwigia murchisonae (Sowerby).

Aus den „mittleren jüngeren Fleckenmergeln" (graue, kleinfleckige Kalke) sind außer den Cephalopoden ein *Inoceramus* sp. und sehr schöne Weidespuren zu nennen, die in federartigen, gebogenen Streifen ganze Schichtplatten überziehen. In den „älteren Fleckenmergeln" finden sich mehr oder weniger häufig Crinoidenstielglieder.

Die Allgäuschichten sind somit altersmäßig sehr genau einzustufen.

Im Bereich der Ehrwalder Alm (Hahn, 1911) beginnen sie im Lias γ (Pliensbachien), westlich von Ehrwald, wo die Adneter Fazies fehlt, vermutlich etwa mit der Rät/Lias-Grenze.

Auch die Obergrenze der Allgäuschichten ist, was sehr selten vorkommt, exakt bestimmbar.

Hahn (1911) erwähnt Ammoniten aller Stufen vom Lias γ bis zum Lias ε aus Allgäuschichten unweit der Ehrwalder Alm. Nach Reis (1911, S. 75) reichen die Allgäuschichten bis zu den „Malmschichten" (= Radiolaritgruppe!).

Mit *Tmetoceras scissum* (Benecke) und *Ludwigia muchisonae* (Sowerby), Zonenleitformen des englischen Juras (Arkell, 1956, S. 123), ist nunmehr erstmals der sichere Nachweis von Dogger im Wettersteingebirge gelungen, dessen Anwesenheit in den Ehrwalder Allgäuschichten bereits Schröder (1925) auf Grund eines *Leioceras* sp. ind. vermutete.

Besonderen Wert erhalten die beiden Fossilfunde (die *Ludwigia* wurde auf einer gemeinsamen Begehung mit Herrn Dr. Jacobshagen entdeckt) durch die mit ihrer Hilfe mögliche Einstufung der jüngeren Fleckenmergel von Ehrwald in das untere Bajocien (Stufenumgrenzung nach Arkell, 1956). Außerdem ist durch das Vorkommen von *L. murchisonae* in der nachweisbar obersten Bank der Allgäuschichten eine exakte Altersbestimmung für die Obergrenze der Allgäuschichten gegeben: Sie enden in der Zone der *Ludwigia murchisonae*, d. h. im höheren „Dogger β". Diese Grenze gilt selbstverständlich streng

nur für die Umgebung von Ehrwald; schon im östlichen Wettersteingebirge wäre eine andere zeitliche Obergrenze durchaus möglich.

In den benachbarten Ammergauer Alpen fand beispielsweise KOCKEL (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN, 1931, S. 58) in den „allerobersten Fleckenmergeln" *Ludwigia concava* (BUCKM.); hier liegt die Obergrenze der Allgäuschichten also mindestens um eine Zone höher als im westlichen Wettersteingebirge. SCHRÖDER (1925) führt von mehreren Lokalitäten Ammoniten des unteren und mittleren Doggers an. BESLER (1959) konnte im Tannheimer Tal als höchste in der Fazies der Allgäuschichten ausgebildete Stufe Dogger β sicher nachweisen; REISER (1922, S. 128) beschreibt von Tannheim „*Macrocephalites typicus* BLAKE", womit gezeigt ist, daß die Allgäuschichten dort bis ins Callovien reichen können (vgl. Tab. 1).

Dies zeigt wieder mit aller Deutlichkeit, daß selbst ausgeprägteste lithologische Grenzen, wie die zwischen Allgäuschichten und Radiolaritgruppe, keineswegs über größere Entfernungen zeitkonstant sein müssen.

3. Radiolaritgruppe

Unter diesem Namen wird eine Gruppe von Radiolariten und radiolarienreichen Kalken und Mergeln zusammengefaßt, deren Hauptmerkmale die lebhaften Farben — meist rot und grün, teilweise schwarz — und der reiche Gehalt an Radiolarien sind.

Die Nomenklatur für diese klar gegen die Allgäuschichten im Liegenden und gegen die „Aptychenschichten" im Hangenden abgrenzbaren Gesteinsgruppe ist nicht einheitlich. EDER (1925), NÖTH (1926) und TRUSHEIM (1930) zählen sie zu den „Aptychenschichten". Die Mehrzahl der Autoren bezeichnen sie als „Radiolarit", „Radiolarienschichten" oder ähnlich (REISER, 1922; LEUCHS, 1927; KOCKEL, RICHTER & STEINMANN, 1931; HABER, 1934; M. RICHTER, 1937; SPENGLER, 1951; JACOBSHAGEN, 1961).

AMPFERER (1932) verwendet den Ausdruck „Bunte Hornsteinkalke", KLEBELSBERG (1935) führt die Gesteine unter dem Namen „Hornsteinschichten". TRAUTH (1950, S. 185 und Taf. 2) will für die Serie nach einem von ARLT (1911, S. 16) beschriebenen, kleinen, untypischen und stratigraphisch nicht ganz sicher einzuordnenden Vorkommen bei Ruhpolding neben der Bezeichnung „Radiolaritschichten s. str." den Namen „Ruhpoldinger Schichten" einführen.

ULRICH (1960) schlägt die Bezeichnung „Kieselkalke" vor, da — wie er schreibt — in seinem Untersuchungsgebiet keine echten Radiolarite auftreten. SCHNEIDER (1953, S. 29) erwähnt dagegen vom Arnspitzstock nach mikroskopischem Befund ein kleines Vorkommen von „Radiolariten".

Ich folge in der Nomenklatur GRUNAU (1959), der unter „Radiolaritgruppe" nicht nur Radiolarite i. e. S. versteht, sondern mit diesen vergesellschaftete radiolarienreiche Kalke und Mergel unter diesem Begriff mit erfaßt.

Im Untersuchungsgebiet treten fast durchweg zuunterst ein bis mehrere Meter dunkelroter, radiolarienreicher Mergel und hellgraugrün/dunkelrot gescheckter Kalke auf. Die roten Mergel dürften den „Bunten Mergeln" der Karwendelmulde (ULRICH, 1960, S. 106) entsprechen. Darüber folgen in wechselnder

Mächtigkeit graugrüne und rote Radiolarite (echte Radiolarite im Sinne kalkarmer, radiolarienreicher Kieselgesteine (Cornelius, 1951, S. 216; Niggli, 1952, S. 362 ff.; Ulrich, 1960, S. 108)).

Die Gesamtmächtigkeit der Radiolaritgruppe schwankt von 3 bis 10 m. Bezüglich genauer Mächtigkeitsangaben sei auf Abb. 2 verwiesen.

Eine Schlämmprobe aus den roten Mergeln an der Basis der Serie lieferte außer Crinoidenstielgliedern, Seeigelstacheln, Ostracoden und Radiolarien eine Formaminiferen-Fauna folgender Zusammensetzung:

Nodosaria sp.
Lenticulina nautiloides (Bornemann)
Lenticulina aff. *gottingensis* (Bornemann)
Lenticulina acutiangulata (Terquem)
Lenticulina aff. *incisa* (Terquem)
Lenticulina aff. *metensis* (Terquem)
Involutina sp.

Das Alter der fast überall megafossilleeren Radiolaritgruppe wird von den einzelnen Autoren verschieden angegeben (vgl. Tab. 1).

Im Untersuchungsgebiet beginnt die Serie vermutlich im mittleren Bajocien, da die Allgäuschichten in der Zone der *Ludwigia murchisonae* (= unteres Bajocien nach Arkell, 1956) enden.

Der stellenweise zu beobachtende, gleitende Übergang aus den grünlichen Mergeln der Allgäuschichten in die roten der Radiolaritgruppe spricht gegen eine größere Sedimentationslücke zwischen beiden Gesteinsgruppen.

Die roten Mergel an der Basis der Radiolarite werden v. a. deshalb zur Radiolaritgruppe und nicht zu den Allgäuschichten gestellt, weil sie, ebenso wie die Radiolarite im engeren Sinn, eine typische Mangelsedimentation dokumentieren. Sie scheinen nämlich zusammen mit den erwähnten gescheckten Kalken in ihrer Mächtigkeit von wenigen Metern den gesamten mittleren und Teile des oberen Doggers zu repräsentieren.

Die Radiolarite i. e. S. dürften nach den Angaben Reisers (1922) und Quenstedts (1951) sowie nach neueren Diplomarbeiten der geologischen Institute der Universität München im wesentlichen dem tieferen bis mittleren Malm zuzuordnen sein. Sie beginnen vermutlich im hohen Dogger und reichen bis ins Kimmeridge hinein.

In meiner Dissertation (Miller, 1962a) vermutete ich die Grenze Radiolaritgruppe/Bunte Aptychenschichten im unteren Malm, also wohl um eine Kleinigkeit zu tief. Auf diesen Fehler, den ich hiermit verbessern möchte, wurde ich durch einen Briefwechsel mit Herrn Dr. Jacobshagen, Marburg, aufmerksam. Leider beruht auch die neue Grenzziehung wegen des Mangels an Fossilien nur auf einer Parallelisierung mit Nachbargebieten.

4. Aptychenschichten

Unter diesem Sammelnamen werden, wie allgemein üblich, Gesteine — vorwiegend Kalke und Mergel — zusammengefaßt, deren hervortretende Be-

sonderheit der Reichtum an Aptychen darstellt, während andere Megafossilien nur sehr selten zu finden sind.

Die Aptychenschichten lassen sich vorzüglich in drei Teile gliedern, nämlich

Grüne Aptychenschichten (oben),
Biancone-Kalk,
Bunte Aptychenschichten (unten).

Die Dreigliederung wird in der Literatur selten exakt durchgeführt. Oft werden nur „Malm-Aptychenschichten" und „Neokom-Aptychenschichten" getrennt (die nach lithologischen Gesichtspunkten erfolgende Aufteilung entspricht aber durchaus nicht immer der Jura/Kreide-Grenze!). Viele Autoren bezeichnen nur die tieferen Teile (hier „Bunte Aptychenschichten" und „Biancone") als Aptychenschichten oder -kalke, während die jüngeren Partien (hier „Grüne Aptychenschichten") meist einfach als „Neokom" geführt werden.

Eine ähnliche Dreiteilung ist bisher nur von M. Richter (Kockel, Richter & Steinmann, 1931, S. 66) und Jacobshagen (1961, S. 157) durchgeführt worden (vgl. Tab. 1).

a) Bunte Aptychenschichten

Der Name erscheint bereits bei M. Richter (Kockel, Richter & Steinmann, 1931, S. 66). Jacobshagen (1961, S. 157) schreibt „Bunte Aptychen-Schiefer".

Die Bunten Aptychenschichten gehen aus den Radiolariten schrittweise durch Abnahme des Kieselsäuregehalts hervor. Charakteristisch sind rote und rot/grün-, auch rot/weiß-geflammte Kalke und Mergel, die oft knollig und meist gut (cm- bis dm-) gebankt sind. Hornsteinkonkretionen sind nicht selten.

In der Schichtserie wurden gefunden:
Lamellaptychus rectecostatus (Pet.) und
Lamellaptychus cf. *beyrichi* (Opp.).

L. beyrichi kommt erst ab Kimmeridge vor (Trauth, 1938). Die vermutlich im mittleren Malm (vgl. Radiolaritgruppe) einsetzenden Bunten Aptychenschichten reichen bis ins Obertithon (vgl. Biancone-Kalk, s. unten). Ihre Mächtigkeit schwankt von 1 m bis etwa 30 m (vgl. Abb. 2).

b) Biancone-Kalk

Über den Bunten Aptychenschichten folgen in fast allen Aufschlüssen bis zu 70 m eines hellgrüngrauen bis fast weißen, an einzelnen Stellen auch weiß/rot gefleckten Kalkes. Von der Oberfläche und von Schichtflächen aus wittert er bis in eine Tiefe von mehreren cm braungelb an. Der dichte, scherbig brechende Kalk zeigt gute Bankung im cm- bis dm-Bereich. Stellenweise schalten sich Partien reinweißer dünnplattiger Kalke ein, die sehr an „lithographische Kalke" erinnern (vgl. auch Reis, 1911, S. 75). Undeutliche kleine, schwarze Flecken und dunkle Suturen sind nicht selten, ebenso — besonders in unteren Partien — bis zu dm-große Hornsteinlinsen.

U. d. M. erkennt man in einer Grundmasse aus feinstkörnigem Karbonat zahlreiche Querschnitte von Radiolarien, Calpionelliden und Kleinstfossilien wie u. a. *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER; zerstreut finden sich winzige, eckige Quarz- und Pyritkörner. Die Radiolarien (überwiegend Spumellarien, selten Nasselarien) sind fast stets karbonatisiert, nur sehr selten von feinkörnigem Quarz ausgefüllt, ein wesentlicher Gegensatz zu den meist kieseligen Radiolarien der Radiolaritgruppe.

Nach dem spärlichen Vorkommen von Aptychen wurde dieses Gestein meist als Aptychenschichten (EDER, 1925; NÖTH, 1926; LEUCHS, 1927; HABER, 1934; KLEBELSBERG, 1935), Aptychenkalke (AMPFERER, 1924, 1932; SPENGLER, 1951; HUCKRIEDE, 1959; ULRICH, 1960; JACOBSHAGEN, 1961) oder Jura-Aptychenkalke (REISER, 1922) beschrieben.

TRAUTH (1950, S. 185 und Taf. 2) bezeichnete die Kalke dieser Fazies als „Aptychenschichten s. str." oder, nach der Lokalität bei Hallein, als „Oberalm-Schichten".

Der von der Mehrheit der Autoren verwendete Name „Aptychenkalk" ist nicht ganz eindeutig, da aptychenführende Kalke auch in tieferen und höheren Horizonten („Bunte" und „Grüne" Aptychenschichten) vorkommen.

M. RICHTER (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN, 1931, S. 65; RICHTER, 1937) spricht von den hellen Kalken als von Gesteinen, „die dem Biancone der Südalpen makro- und mikroskopisch vollkommen gleichen".

Eine Gegenüberstellung mit den Tessiner und oberitalienischen Bianconeprofilen GRUNAUS (1959) bestätigt die große lithologische Ähnlichkeit der beschriebenen nordalpinen Gesteine mit dem Biancone der Südalpen. Auch stratigraphisch (s. u.) entsprechen sich beide Gesteine recht genau.

Es wird daher vorgeschlagen, für die hellen, dichten, wohlgebankten Kalke, die in den nördlichen Kalkalpen an vielen Stellen zwischen den jurassischen bunten Radiolariten, Kieselkalken, Kalken und Mergeln einerseits und den meist neokomen, grünen Mergelserien andererseits eingeschaltet sind, grundsätzlich den Namen „Biancone-Kalk" oder kurz „Biancone" zu verwenden. Eine Übertragung von Gesteinsnamen aus den Südalpen in die Nordalpen oder umgekehrt ist durchaus üblich (z. B. Raibler Schichten, Dachsteinkalk) und hat noch nie zu Mißverständnissen Anlaß gegeben.

Die Mächtigkeit des Biancone schwankt im Untersuchungsgebiet zwischen 0 und 70 m (vgl. Abb. 2).

An Megafossilien kommen zerstreut, aber nicht gerade häufig Aptychen vor. Bestimmt werden konnten

Punctaptychus punctatus (VOLTZ) und
Lamellaptychus rectecostatus (PET.).

Wesentlich seltener sind Ammoniten. Ein relativ gut erhaltenes, im Schutt gefundenes Exemplar bestimmte Herr Dr. W. BARTHEL als

Berriasella paramacilenta MAZENOT.

Nach der in Dünnschliffen massenhaft nachweisbaren Mikrofauna (v. a. Calpionelliden; Herrn Dr. K. DOBEN, München, sei für die Bestimmung vielmals gedankt) ist eine exakte Einstufung des Biancone-Kalkes möglich. Er beginnt im Untersuchungsgebiet im hohen Obertithon und reicht im NW (Lehngraben) sicher bis ins mittlere Berrias.

Meist wird das hier „Biancone-Kalk" genannte Gestein als tithonisch angesehen. Aus der Mikrofauna — erstes, spärliches Auftreten von *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu) neben *Calpionella alpina* Lorenz — eines Schliffes aus einer nur 5 m über der Untergrenze des Biancone-Kalkes vom Lehngraben (Mächtigkeit hier 70 m) entnommenen Probe ist jedoch zu entnehmen, daß diese Fazies im Wettersteingebirge erst im hohen Obertithon beginnt.

In Gebieten, in denen typische Biancone-Kalke fehlen (nördlich des Rauhen-Kopfes, S-Seite der Issental-Köpfe), beginnt die kalkärmere Fazies der grünen „Neokom-Aptychenschichten" vielleicht schon im Tithon (vgl. S. 63).

c) Grüne Aptychenschichten

Über dem Biancone bzw., wo dieser fehlt, über Bunten Aptychenschichten folgt eine eintönige, mehrere 100 m mächtige Serie von Mergeln und tonigen Kalken, für die bisher kein eigener Gesteinsname gebräuchlich war. Sie wurden fast allgemein als „Neokom" beschrieben; M. Richter (1937) verwendet die Bezeichnung „Neokom-Aptychenschichten", Jacobshagen (1961) schreibt „Aptychenmergel".

Die Gesteine dieser Serie können den Allgäuschichten manchmal zum Verwechseln ähnlich werden. Grüne Farbtöne (im Gegensatz zu den meist mehr grauen der Allgäuschichten) sind aber häufig ein recht charakteristisches Unterscheidungsmerkmal. Die nicht seltenen dunklen Flecken wirken fast immer wie „verschmiert", was bei den Flecken der Allgäuschichten kaum vorkommt. Typisch sind die zahlreichen rostroten limonitischen Ausfüllungen von Bohrröhren und Fossilabdrücken. In Zweifelsfällen hilft, wo Megafossilien fehlen, nur das Ausschlämmen von Proben und Auslesen nach Foraminiferen, die meist auch in brauchbaren Exemplaren vorhanden sind.

Häufig ist eine unregelmäßige Wechsellagerung (dm-Bereich) von grünbraunen, fleckigen, tonigen Kalken und grünen, braunstichigen Mergeln zu beobachten. Die tiefsten Teile der Serie nehmen oft paketweise rötliche Färbung an. Etwa 60 bis 80 m über der Untergrenze sind mehrere dm-mächtige Psammitbänke eingeschaltet, auf deren Schichtflächen nicht selten Pflanzenhäcksel zu finden ist.

Ein Dünnschliff eines solchen Sandsteines zeigt in reichlich karbonatischem Bindemittel eckige Quarzkörner; untergeordnet kommen Plagioklase (ca. An_{25}) und Pyrit, selten Biotit und Muskovit vor.

In der Nähe bedeutender Überschiebungen sind die grünen Aptychenschichten stark verschiefert und eng verfältelt. Unmittelbar unter der Wetterstein-Überschiebung (Miller, 1962b, 1963) nehmen sie an Festigkeit zu und zeigen bunte Verfärbungen, so daß es oft nicht leicht ist, zu entscheiden, ob zwischen Trias und Neokom ein Span aus Biancone eingeschuppt ist (Lehngraben-Ende) oder ob nur veränderte Neokommergel vorliegen.

Ammoniten und insbesondere Aptychen sind außer einem sehr zerdrückten Seeigel die einzigen Megafossilfunde. Sie stammen großenteils nicht aus dem Anstehenden.

Bei den Aptychen handelt es sich um

Lamellaptychus mortilleti (Pict. & Lor.)
Lamellaptychus mortilleti longa Trauth
Lamellaptychus seranonis (Coqu.)
Lamellaptychus didayi (Coqu.)
Lamellaptychus angulo-didayi Trauth.

Die Ammoniten bestimmte Herr Dr. W. Barthel als

Neocomites sp.
Olcostephanus sp.
Virgatosphinctes (?) aus der Gruppe des *V.* (?) *transitorius* (Opp.).

Aus der Aptychenfauna geht nur hervor, daß mit Sicherheit Valendis in der Mergel-Serie vertreten ist. Nach der Calpionelliden-Vergesellschaftung beginnen die Grünen Aptychenschichten schon im mittleren Berrias.

Der wegen der schlechten Erhaltung nur unsicher bestimmbare *Virgatosphinctes* aus grüngrauen, tonigen Kalken vom SW-Fuß der Issental-Köpfe zeigt, daß die „typisch neokomen" Gesteine bei fehlendem Biancone (vgl. S. 62) vielleicht bereits im Tithon beginnen, oder mit anderen Worten, daß die Einschwemmung feinklastischen Fremdmaterials bereichsweise schon präneokom erfolgte.

Die Mächtigkeit der Grünen Aptychenschichten beträgt wahrscheinlich über 300 m.

C. Die geologische Stellung der Ehrwaldite

Aus den „Hornsteinschichten" des Wettersteinsüd- und -westrandes sind seit Pichler (1866), Ampferer (1905b) und Reis (1911) mehrere Vorkommen eines basischen Ganggesteins bekannt. Die Neukartierungen der letzten Jahre (Bögel, 1958; Zitzlsperger, 1960) konnten die Aufschlußzahl wesentlich vermehren; auch im eigenen Kartierungsgebiet wurden neue Vorkommen entdeckt.

Eine eingehende mineralogisch-petrographische Untersuchung des von Pichler (1875) „Ehrwaldit" benannten Ganggesteins wurde soeben von Trommsdorff (1962) fertiggestellt. Daher soll hier, nach kurzgefaßter Gesteinsbeschreibung, hauptsächlich auf die geologisch-stratigraphische Stellung des Eruptivgesteins eingegangen werden, da ich diesbezüglich grundsätzlich anderer Meinung als Trommsdorff bin.

1. Mineralbestand

Die Bezeichnung „Ehrwaldit" umfaßt mehrere Gesteinstypen. Schuster (Reis, 1911, S. 82 f.) unterschied eine „porphyrische" und eine „mandelhaltige" Ausbildungsform. Cathrein (1890) fand in allen von ihm untersuchten Schliffen weitgehend in Bastit umgewandelte rhombische Pyroxene, während Schuster nur Klinaugite feststellen konnte. Somit scheint eine dritte Art von Ehrwaldit zu existieren. Auch starke Schwankungen im Hornblende- und Biotitgehalt wurden bemerkt. So enthält das „Originalgestein" nach Tröger (1935) 15% Biotit, aber keine Hornblende, die sonst von allen Autoren erwähnt wird. Gemeinsam ist allen Typen das völlige Fehlen von Feldspäten. Nach den neuen Untersuchungen Trommsdorffs (1962, S. 299) beruht die Typendifferenzierung „hauptsächlich auf dem Augit-Hornblende-Verhältnis sowie auf dem Biotitgehalt".

Die von mir näher untersuchten Ehrwaldite der Umgebung von Ehrwald (Lehngraben) entsprechen mehr oder weniger der „porphyrischen Ausbildungsform" nach Schuster (Reis, 1911) bzw. dem Typus I nach Trommsdorff (1962).

Der primäre Mineralbestand setzt sich im wesentlichen zusammen aus Titanaugiten und braunen Hornblenden, zerstreut finden sich schon weitgehend serpentinisierte Olivine, ferner Biotitblättchen und Apatitleisten. Das Gestein ist durchstäubt von kleinen Erzkörnern. An Neubildungen finden sich Serpentin, Chlorite und Faserzeolithe. Sie sind vermutlich aus der in den untersuchten Schliffen nicht mehr wahrnehmbaren Glasbasis entstanden. Auffallend ist die Abwesenheit von Feldspäten.

Die Augite treten in zwei Phasen auf:

1. Mm-große (manchmal bis cm-große), titanreiche Kristalle mit deutlichem Zonar- und Sanduhrbau sowie kräftiger Auslöschungsdispersion;

2. kleinere, oft sternförmig zusammentretende, titanärmere Kriställchen mit nur schwachem Violett-Ton und geringer Achsendispersion.

Die unter (1) genannten großen Titanaugite zeigen randlich Korrosionserscheinungen. Sie sind vermutlich in einer früheren Kristallisationsphase entstanden als die nur kurz vor den frischen Hornblenden gebildeten, unter (2) beschriebenen Kriställchen.

2. Vorkommen

Im vom Verfasser neu kartierten Gebiet zwischen Ehrwald und den Issental-Köpfen konnte der Ehrwaldit an vier Stellen im Radiolarit, wenige Meter über den Allgäuschichten, festgestellt werden.

Ein besonders gut aufgeschlossener Lagergang fand sich etwa 1 m unter roten Mergeln der Radiolaritgruppe in den Allgäuschichten südlich des Lehngrabens. Das Vorkommen von Ehrwaldit in Allgäuschichten war vom Wettersteingebirge bisher unbekannt. Der neu entdeckte, bis zu 2 m mächtige Gang läßt sich auf eine Erstreckung von etwa 80 m schichtkonkordant verfolgen.

Zwei der Aufschlüsse innerhalb der Radiolarite sind etwa quadratmetergroß, sie sind ebenfalls Lagergänge. Die übrigen Vorkommen des Kartierungsgebietes wurden nur durch Lesesteine nachgewiesen. Erwähnt muß das Auftreten von Ehrwaldit im Jura-Vorkommen des Max-Braun-Stollens (Schachtkopf-Bergbau) werden (Ampferer & Ohnesorge, 1924, S. 23).

Auch östlich der Issental-Köpfe findet sich der größte Teil der Ehrwaldite in den tieferen Horizonten der Radiolarite. Im Karwendel sind außerdem mehrere Vorkommen ehrwalditähnlicher Gesteine aus den Kössener Schichten und den Allgäuschichten bekannt (M. Richter, 1928; Mutschlechner, 1954; Trommsdorff, 1962).

Zitzlsperger beschrieb 1960 vom Südfuß des Wetterstein-Gebirges insgesamt vier Vorkommen im Kontakt mit Gesteinen neokomen Alters.

3. Das Alter der Ehrwaldite nach älteren Autoren

Die meisten älteren Autoren gaben den Ehrwalditen kretazisches oder tertiäres Alter und brachten ihre Intrusion in Zusammenhang mit der alpidischen Tektonik.

Cathrein (1890) stellt den Ehrwaldit in die Gruppe der Basalte, speziell der Augitite, und vermutet daher tertiäres Alter der Intrusion.

Ampferer (1905 b, S. 555; 1914, S. 341) brachte die Ehrwalditintrusionen mit Vertikalbewegungen der „Wettersteinscholle" bzw. Jungschichtenzone in Zusammenhang, die als Zerrungserscheinungen das Aufsteigen des Magmas begünstigt hätten. Auch Mutschlechner (1954, S. 393 f.) vermutete im Raum zwischen Ehrwald und Schwaz einen Zusammenhang der „magmatischen Tätigkeit mit der Gebirgsbildung".

Reis (1911, S. 82) setzte „eine erste nicht geringe Zusammenfaltung" vor der Intrusion voraus, in der Annahme, die Schmelze sei in die bereits gefältelten und „aufgeblätterten" Hornsteinschichten besonders leicht eingedrungen.

Haber (1934, S. 83) nimmt für die Ehrwalditintrusion kretazisches Alter an; die Ehrwaldite müßten nach seiner Meinung vor der ersten größeren Faltungsphase eingedrungen sein, da sie bereits mitverfaltet seien.

Cornelius (1941) gibt den Ehrwalditen jurassisches Alter und leitet sie von „initialen" Magmen ab.

Die nach ihrer Meinung echten Intrusionskontakte von Ehrwaldit mit Gesteinen neokomen Alters und die Tatsache, daß die Ehrwalditvorkommen mitverfaltet sind, führten Zitzlsperger (1960) und Bögel (1960) zum Schluß, daß die Ehrwalditintrusionen einerseits postneokom, andererseits prä-oberkretazisch stattgefunden haben müßten, also wohl in der höheren Unterkreide.

Trommsdorff (1962) legt ebenfalls größten Wert auf die neuen Funde von Ehrwaldit im „Neokom" und ist sich daher sicher, daß alle Ehrwaldite postneokom aufgestiegen seien. Er vermutet, daß die Ehrwaldite während der Gebirgsbildung aufdrangen und rechnet sie dem „synorogenen Magmatismus" zu. „Der Magmaaufstieg geschah in einer offenbar tektonisch geeigneten Zone" (Trommsdorff, 1962, S. 323).

4. Gründe für die Annahme jurassischen Alters

Die eigenen Untersuchungen zeigten nun, daß die Intrusion der Ehrwaldite sehr bald nach der Ablagerung ihres Nebengesteins stattgefunden haben muß, also jurassischen Alters ist.

Das „postjurassische Alter" der vier von Zitzlsperger angeführten und z. T. durch Trommsdorff übernommenen „Ehrwaldite im Neokom" ist keineswegs eindeutig belegbar.

Es würde an dieser Stelle zu weit führen, die Aufschlüsse von Ehrwalditen im „Neokom" einzeln aufzuführen und die Gründe jeweils anzugeben, die eine spätere tektonische Anschleppung an die „Grünen Aptychenschichten" mindestens ebenso wahrscheinlich machen, wie eine ursprüngliche Intrusion in Unterkreidegesteine (vgl. Miller, 1962a).

Selbst wenn tatsächlich einige Vorkommen primär im „Neokom" steckten und daher sicher postneokom eingedrungen wären (es sind bei Trommsdorff 2 von 47!), so muß dennoch wenigstens für die Mehrzahl der Ehr-

walditvorkommen jurassisches Intrusionsalter angenommen werden. Für diese Behauptung sind vor allem folgende Gründe maßgebend:

a) Bei der Annahme „syntektonischer" Intrusion (Ampferer, 1905b, 1914; Reis, 1911; Mutschlechner, 1954; Trommsdorff, 1962) bleibt unverständlich, wieso in den die ehrwalditführenden Radiolarite überlagernden, sich mechanisch gleich verhaltenden Bianconekalken keine Ehrwaldite zu finden sind. Die einfachste Erklärung hierfür ist, daß die Intrusion vor der Ablagerung dieser Schichten, d. h. prä-obertithonisch erfolgte.

b) Prätektonische Intrusion der Ehrwaldite ist auch allein dadurch wahrscheinlich gemacht, daß, wie bereits Haber (1934, S. 83) und Bögel (1960) bemerkten, die Ehrwalditvorkommen streng dem Faltenbau folgen. Besonders deutlich wird dies beim „Lehngrabensattel" (Miller, 1963).

c) An einem metergroßen Block im Bett des Lehngrabens konnte intensive Verflaserung und gegenseitige Durchdringung von Ehrwaldit und Nebengestein beobachtet werden. Die Erscheinung ist kaum anders zu erklären als durch die Annahme eines Eindringens des Ehrwaldits in noch wenig verfestigtes, plastisches Sediment. Damit ist wahrscheinlich gemacht, daß die Intrusion kurz nach der Entstehung des Nebengesteins, also noch im Jura vor sich ging.

d) Dhein (1944, S. 193) führt aus „Malm-Aptychenschichten" vom Engelstein bei Marquartstein südlich des Chiemsees ein Tuffitvorkommen an, dessen genaues Alter Doben (1962, S. 67) als mitteltithonisch bestimmen konnte. Dieser Fund bildet, da es sich um einen Tuffit, nicht um ein Ganggestein handelt, einen sicheren Beweis für oberflächennahe magmatische Tätigkeit in der nordalpinen oberjurassischen Geosynklinale.

5. Schlußfolgerungen

Wenn auch nicht jedem der angeführten Hinweise auf ein jurassisches Alter der Ehrwaldite einzeln eine volle Beweiskraft zukommen mag, so zwingen sie doch in ihrer Gesamtheit unbedingt zu dem Schluß, daß zumindest die allermeisten, wenn nicht alle Ehrwaldite schon im Laufe des höheren Juras intrudiert sind.

Eine gleich genaue Altersdatierung wie für den „Tuffit vom Engelstein" ist leider nicht möglich, doch dürfte das Alter der Ehrwalditintrusionen ungefähr im Bereich des mittleren Malms liegen.

Durch seine zeitliche und räumliche Verknüpfung mit Geosynklinalsedimenten und durch seinen basischen Chemismus ist der Ehrwaldit als Glied des „initialen Magmatismus" charakterisiert. Er bildet ein Analogon zu den „Ophiolithen" des westalpinen Juras, wenn er auch im Ausmaß mit diesen kaum vergleichbar ist. Dieses Ergebnis stimmt mit der Annahme Cornelius' (1941) überein.

Wir werden am Ende des nächsten Kapitels sehen, daß eine „tektonische Eignung" der Jungschichtenzone für den Aufstieg des Ehrwalditmagmas nicht

die Folge der alpidischen Gebirgsbildung ist, wie die Mehrzahl der Autoren annahm. Die Jungschichtenzone wies vielmehr bereits im Jura, also zur Zeit des Geosynklinalstadiums, Besonderheiten gegenüber ihrer Umgebung auf, die in Einklang mit Ereignissen des initialen Magmatismus' zu bringen sind.

D. Zur Paläogeographie

Im gesamten Jura zeichnet sich im Bereich der „Jungschichtenzone" eine Schwellenregion ab.

Eine derartige Zone verminderter Meeresbodensenkung wird bereits im unteren Lias durch das Auftreten der Adneter Knollenkalke als Vertretern der Allgäuschichten deutlich.

Im weiteren Verlauf des Juras wird die Schwellenlage des Sedimentationsraumes durch eine auffällige Mächtigkeitsreduktion der Schichten belegt.

Die Mächtigkeit der Allgäuschichten nimmt von mehreren hundert Metern in der Lermooser Mulde über ca. 200 m am Ostrand des Ehrwalder Beckens bis zu 100 m an den Issental-Köpfen ab. Zitzlsperger (1960) nennt vom weiter östlich gelegenen Gebiet 150 bis 200 m.

Besonders gut zu beobachten ist die Abnahme der Mächtigkeiten der Radiolaritgruppe, der Bunten Aptychenschichten und des Biancone-Kalkes.

In Abb. 2 sind von allen guten Aufschlüssen des engeren Arbeitsgebietes die Mächtigkeiten dieses Schichtkomplexes in Profilsäulen dargestellt. Faltung und Hauptstörungen wurden rückgeformt, so daß ungefähre Maßstabstreue bezüglich des ursprünglichen Sedimentationsraumes besteht.

Dadurch wird erkennbar, daß im Gebiet der Ehrwalder Alm ein Minimum der Mächtigkeiten der Radiolaritgruppe, der Bunten Aptychenschichten und des Bianconekalkes liegt. Im Extremfall (nördlich des Rauhen-Kopfes) ist diese im Lehngrabengebiet noch über 100 m mächtige Sedimentfolge auf 5 m zusammengeschrumpft.

Am meisten leidet der Biancone unter der Mächtigkeitsreduzierung. Dies wird verständlich, wenn man sich vergegenwärtigt, daß er durch die Grünen Aptychenschichten vermutlich faziell vertreten werden kann. Es ist jedoch sicher, daß die Mächtigkeitsreduktion des Bianconekalkes nicht allein durch das bereichsweise frühere Einschwemmen tonigen Materials (Hauptkennzeichen der Grünen Aptychenschichten gegenüber dem Biancone) hervorgerufen wird.

Selbst die relativ hohen Mächtigkeitsziffern im NW des Untersuchungsgebietes bleiben hinter den Zahlen weit zurück, die Ampferer (1924) vom Blatt Lechtal der „Spezialkarte" angibt (bis 300 m).

Die geringe Mächtigkeit des Mittel- und Oberjuras hält am ganzen Südrand des Wettersteingebirges an, da nach Zitzlsperger (1960) der eben besprochene Schichtkomplex zwischen Feldernjöchl und Scharnitzjoch nie mehr als insgesamt 35 m erreicht.

Auch im Westteil der Karwendelmulde (Ulrich, 1960) ist die Mächtigkeit der gesamten Jura-Sedimente auf etwa 40 m reduziert.

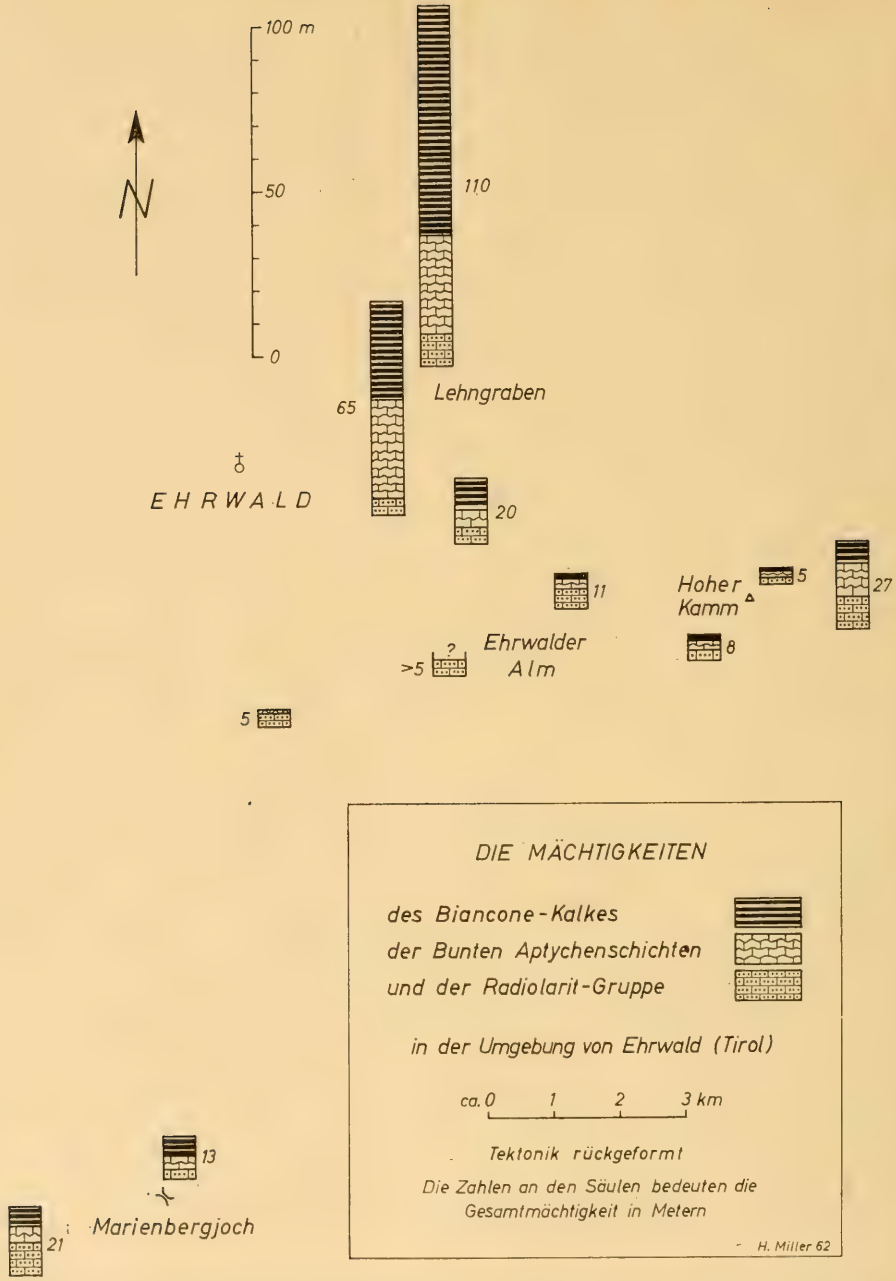


Abb. 2: Die regionale Verteilung der Mächtigkeiten der Radiolaritgruppe, der Bunten Aptychenschichten und des Biancone-Kalkes in der Westhälfte der Jungschichtenzone.

Wir können also festhalten, daß im Bereich der bayerisch-nordtiroler Fazies zwischen Fernpaßsenke und Achensee ein ausgeprägtes Minimum der Juramächtigkeiten im Streichen der Großstrukturen zu bemerken ist; nur die Mächtigkeit des hier Bianconekalk genannten Gesteins nimmt von der Mitte der Karwendelmulde ab nach E wieder stark zu, um am Ostende des Karwendels 800 m zu erreichen (Ulrich, 1960).

Am unmittelbaren Ostrand des Ehrwalder Beckens ist auch ein beiderseitiges Absinken der Juramächtigkeiten quer zum Streichen gegen die Mittelachse der „Jungschichtenzone" zu sehr deutlich. Die Erscheinung läßt sich leider nicht weiter nach E verfolgen, da hier die Jungschichtenzone auf ein relativ schmales Band zwischen den Triasklötzen des Wetterstein- und Mieminger Gebirges zusammenschrumpft.

Geringe Sedimentmächtigkeit eines Gebietes inmitten von Bereichen großer Mächtigkeitsentwicklung wird häufig ohne nähere Begründung durch die Annahme einer Schwellenlage des Sedimentationsraumes gedeutet. Eine Mächtigkeitsreduktion kann jedoch grundsätzlich auf verschiedene Ursachen zurückgehen:

1. auf besonders starke submarine Erosion, wie sie in Gebieten kräftiger Meeresströmungen auftritt,

2. auf chemisch-physikalische Bedingungen, die für die Ausfällung chemischer Sedimente ungünstig sind oder ihre Wiederauflösung verursachen,

3. auf mangelnde Zufuhr klastischer und gelöster Stoffe wegen weiter Entfernung des Sedimentationsraumes von der Küste,

4. auf Schwellenlage des Sedimentationsraumes.

Fall (1) kann für den Jura der „Jungschichtenzone" ausgeschieden werden, da Anzeichen für starke Meeresbewegungen fehlen.

Fall (2) und (3) sind unwahrscheinlich, da sich dann wohl ein deutlicher Faziesunterschied zwischen den Gebieten hoher und geringer Mächtigkeit zeigen müßte; dies ist aber nur an der Jura/Kreide-Grenze der Fall, wo die Grünen Aptychenschichten den Bianconekalk stellenweise vertreten können. Die auf ungünstige chemisch-physikalische Bedingungen oder mangelnde Stoffzufuhr zurückzuführende Mangelsedimentation im höheren Dogger und tieferen Malm ist regional im Alpenraum weit verbreitet und wird im betrachteten Bereich deutlich von dem hier den gesamten Jura andauernden Mächtigkeitsrückgang überlagert.

Folglich bleibt Fall (4), Schwellenlage des Sedimentationsraumes, als wahrscheinlichste Erklärung für die auffallend geringe Sedimentation übrig.

Die Existenz einer jurassischen submarinen Schwelle im Bereich der „Jungschichtenzone", d. h. eines Gebietes mit relativ zur Umgebung verringerter Meeresbodensenkung, gibt Anlaß zu Betrachtungen über die Ursache ihrer Entstehung und Ausdehnung.

Es fällt nämlich auf, daß die Verbreitung der Ehrwaldite an diese Zone geringer Mächtigkeit gebunden ist.

Es scheint, daß das Schwellengebiet der Jungschichtenzone eine Schwächezone im Streichen der Geosynklinale war, die einem nach dem Aufstieg aus dem Erdmantel innerhalb der Erdkruste weitgehend differenzierten (feldspatfreien!) juvenil-simatischen Magma (vgl. Borchert, 1960, S. 140) das Aufsteigen bis in

die Sedimenthülle, z. T. sogar bis zum Meeresboden ermöglichte. Es könnte durchaus sein, daß das Aufdringen des Magmenkörpers selbst eine Aufbeulung des Meeresbodens und damit die Schwellenbildung verursachte, wobei an den entstehenden Zugspalten der Ehrwaldit hochstieg. Ehrenberg & Gen. (1954, S. 216) halten die Möglichkeit der „Entstehung einer epirogenen Schwelle durch das Aufsteigen eines Magmenkörpers" auf Grund eingehender Untersuchungen im Gebiet der „Meggener Schwelle" (Mitteldevon des Sauerlandes) für erwiesen.

Damit fügt sich die Entstehung des Ehrwaldits, dessen jurassisches Alter im vorhergehenden Kapitel nachgewiesen wurde, zwanglos in das Bild der allgemeinen Entwicklungsgeschichte des besprochenen Meeresraumes ein.

Schriftenverzeichnis

Ampferer, O., 1905a: Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. — Verh. k. k. geol. R.-A. 1905, 118—125. Wien.

Ampferer, O., 1905b: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jb. k. k. geol. R.-A. **55**, 451—562, Taf. 12—14. Wien.

Ampferer, O., 1914: Besprechung mit O. Schlagintweit, K. Ch. v. Loesch und H. Mylius über das Wettersteingebirge. — Verh. k. k. geol. R.-A. 1914, 338—352. Wien.

Ampferer, O., 1924: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Lechtal. — 1—55. Wien (Geol. Bundesanstalt).

Ampferer, O., 1932: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. — 1—125, 25 Taf. Wien.

Ampferer, O. & Ohnesorge, Th., 1924: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Zirl—Nassereith. — 1—68. Wien (Geol. Bundesanstalt).

Arkell, W. J., 1956: Jurassic Geology of the World. — 1—806, 46 Taf. New York (Hafner).

Arlt, H., 1911: Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. — Landeskundl. Forsch. **12**, 1—50 (Mitt. geogr. Ges. München **6**, 337—385), 1 Karte. München.

Besler, W., 1959: Die Jurafleckenmergel des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). — Jb. geol. B.-A. Wien **102**, 407—460, Taf. 14. Wien.

Bögel, H., 1958: Zur Geologie des Gebietes zwischen Puitental und Bucher-Sattel im Süden des Wettersteinhauptkammes (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb., 1—35. TH München.

Bögel, H., 1960: Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seiner Umgebung. — Jb. D.A.V. **85**, 20—27. München.

Borchert, H., 1960: Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. — Geol. Rdsch. **50**, 131—165. Stuttgart.

Cathrein, A., 1890: Über den sogenannten Augitporphyr von Ehrwald. — Verh. k. k. geol. R.-A. 1890, 1—9. Wien.

Cornelius, H. P., 1941: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. — Ber. Reichsst. Bodenforsch. Wien 1941, 89—94. Wien.

Cornelius, H. P., 1951: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. — Geol. Rdsch. **39**, 216—221. Stuttgart.

Dhein, A., 1944: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern. — N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Abh. B **88** (1943), 176—228, Taf. 19—22, 2 Beil. Stuttgart.

Doben, K., 1962: Paläontologisch-stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Jura/Kreide-Grenze in den bayerischen Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. — 1—97, 2 Taf., Diss. Univ. München.

Eder, W., 1925: Das Heuberg-Gebiet und sein Vorland. — N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd. **52B**, 1—70, Taf. 1—2. Stuttgart.
Ehrenberg, H., Pilger, A. & Schröder, F., 1954: Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). — Beih. geol. Jb. **12**, 1—352, 29 Taf. Hannover.
Grunau, H. R., 1959: Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentralalpen. — 1—179, 11 Taf. Leiden (Brill).
Gümbel, C. W., 1856: Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. — Jb. k. k. geol. R.-A. **7**, 1—39. Wien.
Gümbel, C. W., 1861: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 1—950, 42 Taf. Gotha (Perthes).
Haber, G., 1934: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. — 1—206. München (Beck).
Hahn, F. F., 1911: Neue Funde in nordalpinem Lias der Achenseegegend und bei Ehrwald. — N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd. **32**, 535—577, Taf. 20—21. Stuttgart.
Hauer, F. v.: 1853, Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. — Jb. k. k. geol. R.-A. **4**, 715—784. Wien.
Huckriede, R., 1959: Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — Verh. geol. B.-A. Wien 1959, 44—91. Wien.
Jacobshagen, V., 1959: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **87**, 208—226. Wiesbaden.
Jacobshagen, V., 1961: Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **113**, 153—206. Stuttgart.
Jacobshagen, V., 1962: Die Allgäuschichten zwischen Wetterstein-Gebirge und Rhein. Eigenreferat. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **44**, S. VI. Stuttgart.
Klebelsberg, R. v., 1935: Geologie von Tirol. — 1—872, 1 Karte, 11 Beil. Berlin (Borntraeger).
Kockel, C. W., Richter, M. & Steinmann, H. G., 1931: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. D. u. Ö. A.V. **10**, 1—231, 1 Karte, 1 Prof.-Taf., 17 Taf. Innsbruck.
Leuchs, K., 1927: Geologie von Bayern. 2. Teil: Bayrische Alpen. — 1—374, 20 Taf. Berlin (Borntraeger).
Miller, H., 1962a: Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). (Strukturzusammenhänge am Ostrand des Ehrwalder Beckens.) — 1—118, 19 Taf., 3 Beil. Diss. Univ. München.
Miller, H., 1962b: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. — Z. deutsch. geol. Ges. **113** (1961), 409—425. Hannover.
Miller, H., 1963: Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. (im Druck, erscheint voraussichtlich 1963).
Mutschlechner, G., 1954: Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen. — Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt. 3. F. **4**, 386—395. Wien.
Niggli, P., 1952: Gesteine und Minerallagerstätten. — 2. Bd.: Exogene Gesteine und Minerallagerstätten. — 1—557. Basel (Birkhäuser).
Nöth, L., 1926: Der geologische Aufbau des Hochfelln-Hochkienberg-Gebietes. — N. Jb. Mineral. Geol. u. Paläont., Beil.-Bd. **53B**, 409—510, Taf. 10—11. Stuttgart.
Pia, J., 1930: Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mittelrias. — 1—252. Leipzig und Wien (Deuticke).
Pichler, A., 1866: Beiträge zur Geognosie Tirols. Jb. k. k. geol. R.-A. **16**, 501—504. Wien.
Pichler, A., 1875: Beiträge zur Geognosie Tirols. — N. Jb. Mineral., Geol. u. Palaeont. 1875, 926—936. Stuttgart.
Quenstedt, W., 1951: Geologische Exkursion in das Achental-Gebiet (Tirol). — Geologica Bavarica **6**, 55—64. München.
Reis, O. M., 1911: Erläuterung zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. — Geogn. Jh. **23** (1910), 61—114. München.
Reiser, K., 1922: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. 1. Teil. — Geogn. Jh. **33** (1920), 57—198, 1 Karte. München.

Richter, M., 1928: Ein neues Vorkommen von Diabasen im Karwendel. — Verh. geol. B.-A. Wien 1928, 117—120. Wien.
Richter, M., 1937: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — 1—179. Berlin (Borntraeger).
Richthofen, F. v., 1859: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. — Jb. k. k. geol. R.-A. **10**, 72—137, Taf. 2—3. Wien.
Schindewolf, O. H., 1944: Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. — 1—139. Berlin (Borntraeger).
Schindewolf, O. H., 1956: Tektonische Triebkräfte der Lebensentwicklung? — Geol. Rdsch. **45**, 1—17. Stuttgart.
Schneider, H.-J., 1953: Der Bau des Arnspitzstocks und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. — Geologica Bavarica **17**, 17—55, Taf. 1. München.
Schröder, J., 1925: Die jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen. — N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd. **52B**, 214—283. Stuttgart.
Spengler, E., 1951: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. — In: Schaffer, F. X., Geologie von Österreich, 302—413. Wien (Deuticke).
Trauth, F., 1938: Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. — Palaeontographica **88A**, 115—229, Taf. 11—14. Stuttgart.
Trauth, F., 1950: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. — Verh. geol. B.-A. Wien 1948, 145—218, Taf. 1—3. Wien.
Tröger, E., 1935: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. 1—360. Berlin (Deutsche Mineral. Ges.).
Trommsdorff, V., 1962: Über Lamprophyre aus den nördlichen Kalkalpen (Ehrwaldit). — Tschermaks mineral. petrogr. Mitt. 3. F. **8**, 281—325. Wien.
Trusheim, F., 1930: Die Mittenwalder Karwendelmulde. — Beiträge zur Lithogenesis und Tektonik der nördlichen Kalkalpen. — Wiss. Veröff. D. u. Ö. A.V. **7**, 1—69, 1 Karte, 8 Taf., Innsbruck.
Ulrich, R., 1960: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. — Geologica Bavarica **41**, 99—151, 1 Beil. München.
Zacher, W., 1962: Zur tektonischen Stellung der Vilser Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges. **113** (1961), 390—408. Hannover.
Zitzlsperger, L., 1960: Zur Geologie des Gebietes südlich des Wetterstein-Hauptkammes zwischen Gatterl im Westen und Roßberg im Osten (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb., 1—56, Inst. Geol. TH München.

Mitt. Bay. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 3 | 73—82 | München, 1. Nov. 1963

Zur Kenntnis der postjurassischen Deckschichten in der Umgebung des Nördlinger Rieses

Von Georg Andritzky, München[1])

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung

Einige bei der Bearbeitung des Positionsblattes Ebermergen im Vorries gewonnene Einzel-Beobachtungen und -Ergebnisse werden dargelegt und unter Verwendung der vorliegenden Literatur in einem größeren Rahmen dargestellt und ausgewertet: die Verbreitung der Oberkreide im Riesgebiet und der Verlauf der Klifflinie der Oberen Meeresmolasse im südlichen Vorries. Die Faunen zweier möglicherweise interglazialer Ablagerungen bei Wörnitzstein werden beschrieben.

Summary

Some observations and results of fieldwork, done in the "Vorries" south of the Ries crater of Nördlingen/Bavaria are reported. The paper is going to deal with the distribution of the Upper Cretaceous sediments in the frame of the Ries basin. The northern coastal line of the Middle Miocene "Molasse" trough is partly re established. Furthermore, two fossiliferous deposits of Pleistocene age, found near Wörnitzstein, are considered to be of interglacial origin.

Inhalt

Einleitung 73
1. Die Verbreitung der Oberkreide im Riesgebiet 74
2. Der Verlauf der Klifflinie der Oberen Meeresmolasse im südlichen Vorries 76
3. Die Faunen zweier möglicherweise interglazialer Ablagerungen aus der Umgebung von Wörnitzstein a. Wörnitz 79

Einleitung

In der vorliegenden Arbeit soll über einige stratigraphische und paläogeographische Teilergebnisse und Einzelbeobachtungen berichtet werden, die bei der im Jahre 1958 im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführten Kartierung eines Teiles des Positionsblattes Ebermergen im Vorries gewonnen wurden. Von anderer Seite ist geplant, die Kartierung des Blattes Ebermergen zu Ende zu

[1]) Dr. Georg Andritzky, Staatliches Forschungsinstitut für Angewandte Mineralogie. 84 Regensburg, Kumpfmühlerstr. 2.

führen. Erst dann wird es möglich sein, die Stratigraphie und die Lagerungsverhältnisse im Blattgebiet zusammenfassend darzustellen. Da aber die im folgenden dargelegten Ergebnisse teils in ihrer Bedeutung über den Rahmen des Blattgebietes hinausgehen, teils ganz vereinzelte, aber bisher völlig unbekannte Funde betreffen, wie es z. B. bei den am Schluß beschriebenen Pleistocän-Faunen der Fall ist, soll darüber schon jetzt berichtet werden.

1. Die Verbreitung der Oberkreide im Riesgebiet.

Eine anstehende Decke von Oberkreide-Sedimenten ist im Riesgebiet nicht nachzuweisen. Die am weitesten nach Westen reichenden zusammenhängenden Vorkommen von Oberkreide finden sich im Gebiet von Mörnsheim—Burgmannshofen (Th. Schneid, 1915). Es sind fossilführende Quarzite und Grobsande, bekannt als „Mörnsheimer Bryozoensandstein".

Bei der aus dem östlichen und südöstlichen Vorries bekannt gewordenen Oberkreide handelt es sich immer um Einzelfunde etwa faust- bis kopfgroßer, meist rosa bis rotbraun gefärbter Sandsteine. Sie führen in einigen Fällen marine Fossilreste, und zwar vor allem Seeigel, Bryozoen und Crinoiden. Auch wenn diese nicht immer genauer bestimmbar sind, ist damit doch eine sichere Unterscheidung von manchen petrographisch sehr ähnlichen, aber fossilfreien Keupersandsteinen möglich. Fast immer treten die Bruchstücke von Oberkreide-Sandsteinen inmitten der Riestrümmermassen (Bunte Bresche) auf, sind also ortsfremd und vermutlich ein Stück riesauswärts transportiert worden. Ihr ursprünglicher Ablagerungsort dürfte also in den meisten Fällen mehr nach dem Rieskessel zu gelegen haben. Bei dem geringen mengenmäßigen Anteil, den die Kreidesandstein-Bruchstücke in der Bunten Bresche darstellen, ist zu vermuten, daß es sich um primär geringmächtige küstennahe Ablagerungen und um Erosionsreste in Mulden des verkarsteten Weißjura-Massenkalks handelte.

Mit der Besprechung der Einzelfunde sei im Nordosten begonnen (vgl. hierzu die Kartenskizze Abb. 1).

R. Dehm (1931) erwähnt von Blatt Monheim folgende Einzelfunde:

1. Ein Bruchstück von grobkörnigem rosa Sandstein mit einem Cidaridenstachel und einem netzförmigen Bryozoen in Bunter Bresche einige 100 Meter östlich von Flotzheim.
2. Dunkle Grobsandsteine mit limonitischen Bindemittel auf lehmiger Überdeckung bei Nußbühl.
3. Grobkörnige Sandsteine als Lesesteine nordnordöstlich vom Neuen Mittelweghof bei Fünfstetten.
4. Ähnliches Material am Turmberg südlich von Fünfstetten.

Von Blatt Harburg beschreiben J. Schröder & R. Dehm (1950):

5. Ein abgerolltes Stück eines hellroten grobkörnigen Sandsteins mit dem Abdruck eines Cidaridenstachels, der mit Hilfe von Vergleichsmaterial als zu

Abb. 1: Kartenskizze des Nördlinger Rieses und seiner Umgebung.

Erklärungen der Signaturen:

1 Einzelfunde von Sandsteinen der Oberkreide. Die Numerierung der Fundpunkte entspricht derjenigen im Text.

2 Einzelfunde von strandnahen Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse.

3 Kliffpunkt.

4 Klifflinie, sicher.

5 Klifflinie, unsicher, z. T. unter Bedeckung von Oberer Süßwassermolasse, Riesschutt und Lehm.

(Zahlenangaben bei 2, 3 und 4 bezeichnen die Höhenlage des Kliffpunktes oder der strandnahen Ablagerungen in Metern ü. NN).

6 Klifflinie, vermutet.

7 Fundpunkte pleistocäner, z. T. als interglazial angesehener Ablagerungen bei Wörnitzstein a. Wörnitz.

Einfache Punkte bezeichnen Ortschaften. Die Buchstaben bedeuten:

A Amerdingen, Al Altisheim, B Bissingen, Bm Burgmagerbein, Bo Bopfingen, Bu Buchdorf, D Dischingen, De Demmingen, Di Dillingen, Do Donauwörth, Du Dunstelkingen, E Ebermergen, Eg Eglingen, F Fünfstetten, H Harburg, Hö Höchstädt/Donau, K Kesselostheim, M Mündling, Ma Marktoffingen, Mo Monheim, Ne Neresheim, Nö Nördlingen, O Otting, Ö Oettingen, S Schwarzenberg, T Trugenhofen, Tr Treuchtlingen, UL Unter-Liezheim, W Wörnitzstein, We Wemding, Z Zöschingen, Zi Zirgesheim.

Berichtigung: Die Wörnitz verläuft bei Oettingen geradlinig in N-S-Richtung ohne Knick.

Cidaris vesiculosa Goldfuss gehörend bestimmt wurde. Außerdem fand sich in diesem, von der Olachmühle stammenden Stück der Abdruck eines Crinoidenstielgliedes, welches, ebenfalls auf Grund von Vergleichsmaterial, zu *Isocrinus agassizi* Hagenow gehört. Nach diesen Fossilfunden handelt es sich um ein Äquivalent des cenomanen Mörnsheimer Bryozoensandsteins.

Auf Blatt Ebermergen fand der Verfasser (G. Andritzky, 1959):

6. Ein Stück eines hellroten feinkörnigen Sandsteins ca. 900 Meter nordwestlich vom Bahnhof Wörnitzstein auf verlehmter Bunter Bresche. Dieses enthielt, neben nicht näher bestimmbaren Bryozoen mit lang röhrenförmigen Zoözien, den Abdruck eines Interambulakralfeldes von *Pseudodiadema variolare* Brongniart. Nach den Arbeiten von G. Cotteau (1864) und L. Lehner (1937) ist dieser Fund in das Cenoman einzustufen.

Aus dem Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen erwähnt K. Schetelig (1962):

7. Einen fossilfreien rötlichen Quarzsandstein in verlehmter Bunter Bresche, nördlich von Altisheim.

Diese Funde zeigen, daß sich das cenomane Meer der südlichen Frankenalb, mit seinen westlichsten Ausläufern, bis in den östlichen und südöstlichen Teil des heutigen Rieskessels erstreckt hat. Seine Ablagerungen entsprechen nach ihrer petrographischen Ausbildung und ihrem Fossilinhalt dem Mörnsheimer Bryozoensandstein.

2. Der Verlauf der Klifflinie der Oberen Meeresmolasse im südlichen Vorries.

Nachdem nun das südliche Vorries fast durchgehend kartiert ist, erschien es lohnend, den Verlauf der mittelmiozänen Klifflinie einmal im Zusammenhang darzustellen. Dies ist auf der Kartenskizze, Abb. 1, durchgeführt. Hierfür wurden, im Westen beginnend, die Arbeiten von R. Hüttner, 1958 (Blätter Neresheim und Wittislingen), K. Schalk, 1957 (Blatt Bissingen), J. Schröder & R. Dehm, 1950 (Blatt Harburg), K. Schetelig, 1962 (Blätter Donauwörth und Genderkingen) sowie eigene Kartierungsergebnisse verwendet.

Die Sicherheit, mit der man den Verlauf der Klifflinie zeichnen kann, schwankt von Gebiet zu Gebiet je nach den Aufschlußverhältnissen und je nach der Mächtigkeit der Überdeckung mit Rieströmmermassen, Oberer Süßwassermolasse und Lehm. Dies ist auch auf der Kartenskizze zum Ausdruck gebracht. Im Westen (auf dem Westteil des Blattes Neresheim) tritt die Klifflinie auf mehrere Kilometer Erstreckung im Landschaftsbild deutlich als Geländeknick oder sogar als Steilabfall hervor. Nach Osten zu verschwindet sie allmählich unter der Überdeckung und ist nur noch an zwei Punkten, bei Burgmagerbein (in 440 Meter Höhe ü. NN) und bei Ebermergen (in 410 Meter Höhe ü. NN) aufgeschlossen. Diese beiden Vorkommen und die in den dort anstehenden marinen Sanden gefundene Makro- und Mikrofauna findet man bei A. Moos, 1925 (zitiert bei K. Schalk, 1957), J. Schröder & R. Dehm, 1950 und K. Schetelig, 1962, ausführlich beschrieben.

Auch in den Gebieten zwischen der Klifflinie bei Dischingen und den beiden Kliffpunkten, ebenso östlich vom Kliff bei Ebermergen treten Zeugen der Transgression und Hinweise auf Küstennähe auf. Es sind Strandgerölle und bis über 1 Kubikmeter große Blöcke aus Weißjura-Massenkalk, die mit Bohrlöchern von Bohrmuscheln übersät sind. Sie finden sich sowohl in Bunter Bresche als auch im Lehm, wobei es sich bald um verlehmte Bunte Bresche, bald um pleistocänen Solifluktionslehm handelt. Damit gestatten sie aber nur eine sehr ungenaue oder gar nur hypothetische Festlegung der Strand- oder Klifflinie, denn es dürften sich Strandgerölle beim allmählichen Anstieg des Meeresspiegels über eine weite Fläche gebildet haben und auch vom Kliff selbst aus noch ein Stück weit ins Meer hinaus verfrachtet worden sein. Ferner ist damit zu rechnen, daß beim Riesereignis einige Blöcke zusammen mit den Trümmermassen riesauswärts transportiert und daß schließlich im Pleistocän, durch die Solifluktion, noch einige Blöcke hangabwärts verschleppt worden sind.

Mit der Besprechung des Küstenverlaufs der Oberen Meeresmolasse sei im Westen begonnen.

Bis westlich von Dischingen verläuft die im Landschaftsbild deutlich ausgeprägte Klifflinie etwa geradlinig. Nördlich von Dischingen biegt sie nach Osten, dann nach Südosten um, ohne aber, wie R. Hüttner, 1958 betont, fjordartig in das Egautal einzugreifen. Nach Osten zu taucht sie unter Riestrümmermassen und Oberer Süßwassermolasse unter, und ihr Verlauf läßt sich, auf Grund schwacher Gefällsknicke im Gelände und lokaler Vorkommen von Marinsanden, nur mehr angenähert angeben. Östlich von Dischingen zeigt die Klifflinie eine Ausbuchtung nach Süden. Sie umfährt den Eisenberg nordwestlich von Demmingen, der also zur Zeit der Transgression schon als Erhebung vorhanden war. R. Hüttner, 1958 hat bereits darauf hingewiesen, daß in diesem Gebiet die Klifflinie weitgehend vorgezeichnete tektonische Linien und diesen folgende morphologische Einheiten nachgezeichnet und schärfer herausgearbeitet hat.

Auf Blatt Bissingen läßt sich die Klifflinie nicht mit Sicherheit festlegen. Zeichnet man sie in einiger Entfernung nördlich von den nördlichsten Fundpunkten strandnaher Ablagerungen ein und läßt sie weiter zum Kliff südlich von Burgmagerbein verlaufen, so erhält man eine nach Süden vorspringende Klifflinie. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß weiter nördlich von den bis jetzt bekannten noch weitere Vorkommen von Marinsanden unter Bunter Bresche und lehmiger Überdeckung verborgen liegen, und daß daher die Klifflinie vielleicht doch etwa geradlinig von Amerdingen bis Burgmagerbein verläuft.

Mit größerer Sicherheit dagegen kann man annehmen, daß auf Blatt Ebermergen die Klifflinie nicht, wie von A. Moos, 1925, vermutet, geradlinig vom Kliff bei Burgmagerbein zum Kliff bei Ebermergen zieht. Vielmehr deutet die kartenmäßige Verteilung der strandnahen Ablagerungen darauf hin, daß die Klifflinie nach Süden vorspringt, indem sie die Hänge des Kessel- und Wörnitztales hinaufläuft und auf der Höhe umbiegt. Sie greift also fjordartig in das Kessel- und Wörnitztal ein, wie schon W. v. Knebel, 1903, K. Schalk, 1957 und

K. Schetelig, 1962, hervorheben. Die Punkte der Klifflinie lagen, mit einer Toleranz von etwa ± 10 Metern in Anbetracht der Kliffhöhe, ehemals ungefähr in der Ebene des Meeresspiegels. Es läßt sich daher aus der höheren Lage der südlichen Fundpunkte strandnaher Ablagerungen im Vergleich zu den nördlich davon gelegenen, tieferen Kliffpunkten bei Burgmagerbein und Ebermergen eine schwache, post-mittelmiozane Kippung ableiten. Das Gebiet zwischen Kessel- und Wörnitztal wäre demnach um eine etwa Ost-West streichende Achse so rotiert worden, daß sich die Scholle im Süden herausgehoben hat. Eine ähnliche Kippung an Nord-Süd streichenden Störungen um eine ebenfalls etwa West-Ost streichende Achse mit entgegengesetztem Drehungssinn kann K. Schetelig, 1962 (S. 74 f.) auf Blatt Donauwörth wahrscheinlich machen.

Zwischen Ebermergen und Donauwörth liegen die Strandbildungen der Oberen Meeresmolasse unter einem Schleier von Riestrümmermassen und Lehm. Der auf der Kartenskizze als vermutet dargestellte Verlauf der Klifflinie basiert auf den in der Literatur angegebenen Austernfunden (L. v. Ammon, 1904; C. Regelmann, 1909; beide zitiert bei K. Schetelig, 1962). Östlich von Donauwörth folgt nach K. Schetelig, 1962, die Klifflinie wahrscheinlich dem heutigen, schon prä-mittelhelvetisch angelegten Relief und greift fjordartig in das Tal des Lochbaches nördlich von Zirgesheim ein. Die östlichsten, bisher bekannt gewordenen Strandbildungen der OMM treten östlich von Zirgesheim in 480 Meter Höhe ü. NN auf.

Betrachtet man den Verlauf der Klifflinie im großen, so fällt zunächst auf, daß sie bei Dischingen aus ihrem bis dahin etwa nordöstlichen Streichen in eine mehr östliche Richtung abbiegt. Wichtig ist weiterhin, daß die Klifflinie erst von Dischingen an ostwärts einen unruhigen Verlauf mit fjordartigem Eingreifen in die Täler aufweist. Den schwäbischen Jura dagegen durchläuft sie geradlinig bis leicht geschwungen, ohne in die der Donau zugewandten Täler einzubiegen. R. Hüttner, 1958, führt diesen unruhigeren Verlauf der Klifflinie im Vorries darauf zurück, daß die Transgression der Oberen Meeresmolasse bereits vorgezeichnete tektonische Linien, wie Störungen und Zerrüttungszonen stärker herausgearbeitet hat. Es ist sehr wahrscheinlich, daß letztere auch schon weitgehend das vor der Transgression gebildete Relief mitgeformt hatten. Die Erscheinung, daß die Klifflinie gerade im Vorries einen unruhigen Verlauf zeigt, ließe sich dann so deuten, daß sich bereits im Mittelmiozän schwache, zu kleineren Störungen und Zerrüttungszonen führende Vorläuferbewegungen des Riesereignisses bemerkbar machten. Möglicherweise waren diese mit einer geringen Aufwölbung des Riesgebietes verbunden, durch welche das transgredierende Molassemeer etwas nach Süden abgedrängt wurde. Damit ließe sich auch das Abschwenken der Klifflinie nach Osten erklären.

Solange sich, bei den ungünstigen Aufschlußverhältnissen im südlichen Vorries, die Klifflinie nicht mit größerer Sicherheit festlegen läßt, müssen diese Deutungsversuche allerdings hypothetisch bleiben.

3. Die Faunen zweier möglicherweise interglazialer Ablagerungen aus der Umgebung von Wörnitzstein a. Wörnitz.

Abschließend seien zwei fossilreiche Pleistocän-Ablagerungen aus der Umgebung von Wörnitzstein beschrieben.

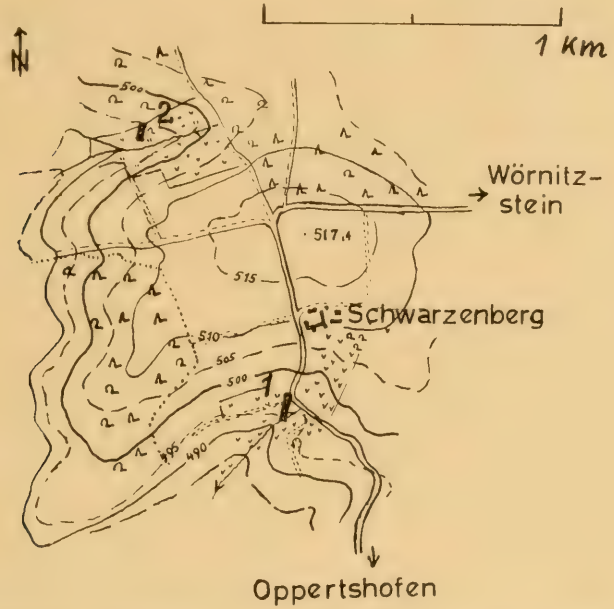


Abb. 2: Lageskizze der Drainagegräben bei Schwarzenberg, westlich von Wörnitzstein a. Wörnitz.

Ein Drainagegraben am Gehöft Schwarzenberg, auf der Albhochfläche westlich von Wörnitzstein (zur Lage der Fundpunkte siehe Kartenskizze, Abb. 1 und Lageskizze, Abb. 2), erschloß unter Löß eine etwa 0,5 Meter mächtige Lage grauen Tons. Abb. 3 zeigt ein Profil entlang dem südlichen Drainagegraben. Der graue Ton führt folgende Gastropodenfauna — die Faunenliste enthält nur klein-

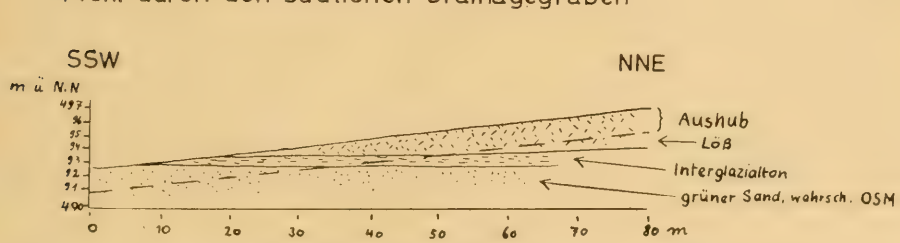


Abb. 3: Profil entlang dem südlichen Drainagegraben bei Schwarzenberg.

wüchsige Formen, weil die Schnecken durch Schlämmen gewonnen wurden. Dabei blieben trotz größter Sorgfalt von großwüchsigen Formen nur Bruchstücke erhalten —:

Succinea oblonga Draparnaud
+*Vertigo angustior* Jeffreys
Vertigo pygmaea Draparnaud
×*Vertigo parcedentata* Sandberger (darunter auch mehr bauchige Formen, die der zahnlosen Form von *Vertigo genesii* Gredler nahestehen)
Vallonia pulchella (O. F. Müller)
Vallonia costata (O. F. Müller) (z. T. *V. c. helvetica* Sterki)
+*Acanthinula aculeata* (O. F. Müller)
Clausilia sp.
Iphigenia plicatula (Draparnaud)
Goniodiscus rotundatus (O. F. Müller)
Retinella radiatula (Alder)
Vitrea crystallina (O. F. Müller)
Limacine sp.: Kalkplättchen
Carychium minimum O. F. Müller, darunter schlankere Formen, die *C. tridentatum* Risso nahestehen.
Galba truncatula (O. F. Müller)
Anisus sp.
+in der näheren Umgebung lebend nicht bekannt
×in Deutschland erloschen

Die meisten Formen sind Landbewohner; ans Wasser gebunden sind nur *Galba truncatula* und *Anisus* sp. Diese leben auch in kleinsten stehenden Gewässern.

Es fanden sich außerdem eiförmige Kalkkörperchen mit netzartiger Zeichnung auf der Oberfläche: Kalkkörperchen von Arioniden oder von Lumbriciden.

Der überlagernde Löß führt diese Fauna nicht mehr.

Der graue Ton enthält ferner Molaren von folgenden Nagern:
Apodemus sylvaticus Linnaeus linker unterer m
Evotomys sp. rechter m_1 oder m_2, m^1 oder m^2
linker m^1 oder m^2

In dem weiter nördlich gelegenen Drainagegraben 2 (s. Lageskizze) werden grüne Sande, die wahrscheinlich der Oberen Süßwassermolasse angehören, in ähnlicher Höhenlage von grauem Ton überlagert. Dieser gleicht dem oben beschriebenen völlig, ohne allerdings Fossilien zu führen. Es handelt sich hier demnach um ein ausgedehnteres Vorkommen, das aber unter einem Schleier von Lößlehm liegt und sich daher nicht auskartieren läßt.

Das reichliche Auftreten von *Vertigo parcedentata* (35 Exemplare, entsprechend ca. 15% der Gesamtfauna), die bis jetzt nur aus diluvialen Ablagerungen bekannt ist (P. Ehrmann, 1933, S. 42), zeigt, daß hier eine fossile Fauna vorliegt. Hierfür spricht außerdem auch noch das Vorkommen von *Vertigo angustior* und *Acanthinula aculeata*, zweier Formen, die in der näheren Umgebung von Schwarzen-

berg auf der Jurahochfläche heute nicht mehr anzutreffen sind, wie ein Vergleich mit der von L. Hässlein, 1939 beschriebenen rezenten Fauna ergibt. Da außerdem der graue Ton von Löß überlagert wird — wobei allerdings diese Überlagerung z. T. auch durch Solifluktion zustande gekommen sein könnte — erscheint der Schluß berechtigt, daß es sich hierbei um eine Interglazialablagerung handelt. Beziehungen zu interglazialen Donauschotterniveaus lassen sich wegen der ungünstigen Aufschlußbedingungen nicht feststellen.

Eine der oben beschriebenen ähnliche Fauna führen grüne, schwach glaukonithaltige, tonige Sande, die in dem von Dittelspaint (südsüdwestlich von Wörnitzstein) westwärts verlaufenden Bacheinschnitt in ca. 423 Meter Höhe anstehen. Wie der Glaukonitgehalt zeigt, entstammt das Material der in der Nähe anstehenden Meeresmolasse. Der Sand wird von Lehm überlagert.

Er führt folgende Molluskenfauna:

Succinea sp., Jugendwindungen
Cochlicopa lubrica (O. F. Müller)
Vallonia pulchella (O. F. Müller)
Vallonia costata (O. F. Müller), (z. T. *V. c. helvetica* Sterki)
Acanthinula aculeata (O. F. Müller)
Punctum pygmaeum (Draparnaud)
Goniodiscus rotundatus (O. F. Müller)
Goniodiscus ruderatus Studer, Jugendwindungen
Retinella radiatula (Alder)
Vitrea crystallina (O. F. Müller)
Limacine sp.: Schalenrudiment
Carychium minimum O. F. Müller, mit schlankeren Formen, die *C. tridentatum* Risso nahestehen.
Galba truncatula (O. F. Müller)
Anisus sp.
Pisidium nitidum Jenyns
eiförmige Kalkkörperchen mit netzförmiger Zeichnung: Kalkkörperchen von Arioniden oder von Lumbriciden.

Acanthinula aculeata ist nach L. Hässlein, 1939, rezent aus diesem Gebiet nicht bekannt. *Goniodiscus ruderatus* besitzt nordisch-alpine Verbreitung und lebt heute vor allem in den Alpen und deren Vorland. Nach L. Hässlein, 1939, kommt diese Form heute auch noch im Auwald bei Altisheim/Donau vor. Dieses Vorkommen scheint das einzige in der näheren Umgebung von Dittelspaint zu sein. Obgleich die Pisidien auch in kleinen Rinnsalen mit schwankender Wasserführung leben, deutet das Auftreten von *Pisidium nitidum* doch auf eine ehemals konstant reichere Wasserführung. Der heutige Bach kann an dieser Stelle im Sommer nahezu austrocknen. Möglicherweise handelt es sich hier also um eine Ablagerung eines Interglazials oder des älteren Postglazials, als in einem durchschnittlich etwas feuchteren Klima tertiäre Sande durch einen in seinem Verlauf dem heutigen ähnlichen Bachlauf umgelagert wurden.

Ammon, L. v., 1904: Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth—Treuchtlinger Linie. — Geogn. Jh. 1903, S. 145—184, 15 Abb. 1 Taf., München.

Andritzky, G., 1959: Geologische Untersuchungen im Ries auf Blatt Ebermergen. Diplomarbeit, unveröff. Mskr., München.

Cotteau, G., 1864: Paléontologie francaise: Déscription des animaux invertébrés. Terrain crétacé VII. Echinides. Paris 1862—1867.

Dehm, R., 1931: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. **67**, Abt. B, Stuttgart, 1932.

Ehrmann, P., 1933: Kreis: Weichtiere, Mollusca. — in Brohmer, P., Ehrmann, P. & Ulmer, G.: Die Tierwelt Mitteleuropas, Bd. II. Leipzig.

Hässlein, L., 1939: Weichtiergesellschaften des Stepperger Donaudurchbruchs, ein Beitrag zur Fauna der südlichen Altmühlalb. — Arch. Molluskenkunde **71**. Frankfurt.

Hüttner, R., 1958: Geologische Untersuchungen im Südwest-Vorries auf den Blättern Neresheim und Wittislingen. Inauguraldiss. Univ. Tübingen, unveröff. Mskr., Tübingen.

Knebel, W. v., 1903: Studien über die vulkanischen Phänomene am Nördlinger Ries. — Z. Dtsch. Geol. Ges. **55**, Berlin.

Lehner, L., 1937: Die Fauna und Flora der fränkischen albüberdeckenden Kreide II. — Palaeontographica **86/87** A, Stuttgart.

Löffler, R., 1941: Beiträge zur Riesgeologie. — Jb. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. N.F. **30**. Stuttgart.

Moos, A., 1925: Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm und Donauwörth. — Geogn. Jh. **37**, 1923/24, S. 167—252, 2 Taf. 1 geol. K. München.

Regelmann, C., 1909: Überschiebungen und Aufpressungen im Jura bei Donauwörth. Jber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. **42**, S. 43—63, 10 Abb., 1 K. Karlsruhe.

Schalk, K., 1957: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Bissingen. — Geologica Bavarica **31**, 107 S., 80 Abb., 3 Taf., 1 geol. K. München.

Schetelig. K., 1962: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica **47**, 95 S., 25 Abb. u. 1 geol. K. München.

Schneid, Th., 1915: Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. — Geogn. Jh. **27**, 1914, S. 59—170, Taf. 1—9, und **28**, 1915, S. 1—60, München 1915 und 1916.

Schröder, J. & Dehm, R., 1950: Geologische Untersuchungen im Ries, Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. naturw. Ver. Schwaben **5**, 147 S., 1 geol. K., Augsburg.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 3 | 83—105 | München, 1. Nov. 1963

Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit" der östlichen Chiemgauer Alpen

Von Hans-Otto Angermeier, Artur Pöschl & Hans-Jochen Schneider, München [1])

Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung

Das Liegende der Raibler Schichten wird durch zwei bis drei, Pyrit führende, oolithische Bänke des oberen Wettersteinkalkes gebildet („Grenzoolith-Bänke"). Mit scharfem Fazieswechsel, aber konkordant folgen darüber die untersten Schiefertone der Raibler Schichten. Hinweise auf eine „präkarnische Regression" sind nicht vorhanden.

In den Raibler Schichten lassen sich hier drei Schieferton-Folgen ausgliedern, die jeweils von mächtigeren Kalk-Dolomit-Folgen getrennt werden. Die unterschiedliche stratigraphische Position der drei Schieferton-Folgen ist paläontologisch belegbar. Dadurch wird die faunistische Zweiteilung der Raibler Schichten für die Nordalpen neuerdings wieder bestätigt: Untere Abteilung = Cardita-Schichten, obere Abteilung = Torer Schichten. Die Fauna der neu gefundenen dritten (obersten) Schieferton-Folge gehört den Torer Schichten an. Daher wird eine Korrektur einiger älterer Parallelisierungen aus diesem Gebiet notwendig.

Summary

The underlying rock of the Raibl beds (Upper Triassic, Carnian), i. e. the Wetterstein limestone, consists at its top of two or three layers of oolitic limestone containing pyrite ("Grenzoolith-Bänke"). Superposed on these, showing an abrupt change of facies, appear shales of the basal Raibl beds. The sequence of rocks is conformable and exhibits no clue to a pre-Carnian regression.

Within the Raibl beds three horizons of shale, separated from each other by alternating limestones and dolomites of greater thickness, can be made out.

[1]) Dipl.-Geol. H.-O. Angermeier, Dipl.-Geol. A. Pöschl und Doz. Dr. Hans-J. Schneider, Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München, 8 München 2, Luisenstraße 37.

Differences in position of these shale horizons within the various sections can be linked palaeontologically. By such means a faunistic subdivision of the Raibl beds of the Northern Alps, as formerly applied, can be re-established: Lower or Cardita beds and upper or Torer beds. The recently discovered third and uppermost shale horizon is attached to the Torer beds. Some older correlations, accordingly, had to be revised.

Inhalt

Seite

1. Einleitung 84
2. Die liegenden Grenzschichten (Oberer Wettersteinkalk) 86
3. Lithologische Gliederung der Raibler Schichten 92
4. Faunistische Gliederung und stratigraphische Folgerungen 97
   Schriftenverzeichnis 104

Einleitung

Die Raibler Schichten stellen durch ihre faziell besonders markante Entwicklung und die meist nachweisbare Fossilführung innerhalb der nordalpinen Triasprofile einen Schichtkomplex dar, der bei allen Kartierungsarbeiten verhältnismäßig leicht zu erkennen ist und deshalb als „lithologischer Leithorizont" sehr geschätzt wird. Die Tatsache, daß diese Schichtfolge schon feldgeologisch leicht zu erfassen ist, scheint jedoch in vielen Fällen zu einer weniger kritischen Betrachtung einzelner Aufschlüsse zu verführen. Jedenfalls birgt dieser Schichtkomplex noch eine Reihe von stratigraphischen und paläogeographischen Problemen, auf die mit den folgenden Ausführungen hingewiesen werden soll.

Die nachstehend erläuterten Beobachtungen ergaben sich anläßlich einiger Neukartierungen in den östlichen Chiemgauer Alpen, die zunächst im Gebiet der Rauschberg-Gruppe (s. Abb. 1) begonnen wurden. In deren östlichem Teil, im sog. Inzeller Kienberg, war im Wettersteinkalk ehemals der größte Blei-Zink-Erzbergbau der bayerischen Kalkalpen umgegangen (Knauer, 1938; Schneider, 1953a, 1957, S. 248). Die montangeologische Untersuchung des alten Lagerstättengebietes wurde mit einer finanziellen Hilfe der Gesellschaft zur Aufsuchung von Bodenschätzen in Bayern, München, durchgeführt, wofür die Verf. auch an dieser Stelle danken.

Eine genauere Untersuchung der Raibler Schichten im Hangenden dieser Lagerstätte war vor allem deshalb von besonderem Interesse, weil einmal der Schichtkomplex hier besonders günstig aufgeschlossen war. Außerdem hatten neuere Untertagearbeiten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Kärnten), der „Typuslokalität" für Blei-Zink-Lagerstätten dieser Art, im Hangenden des erzführenden Wettersteinkalkes in den „Cardita Schichten" ein interessantes neues Profil erschlossen (Holler, 1951). Zunächst wurde die im Kärntner Raum schon wiederholt beobachtete Einschaltung von drei, je ca. 20 m mächtigen Schieferton-Folgen, die durch jeweils 60 bis 70 m mächtige Kalk-Dolomit-Serien getrennt sind, endgültig gesichert (Holler, 1951: „1., 2. und 3. Cardita-Schiefer"). Zwischen dem 1. und 2. „Cardita-Schiefer" fand sich zudem eine mächtige, nach Schulz (1960) primär-sedimentäre Pb-Zn-Vererzung (die sog. „Cardita-Vererzung").

Da allgemein zwischen der faziellen Entwicklung des Wettersteinkalkes im Kärntner Raum und derjenigen im Bayerisch-Nordtiroler Gebiet ungewöhnlich große Analogien bestehen (Schneider, 1954), erschien es angebracht, auch die

Raibler Schichten einmal daraufhin zu untersuchen. Obgleich die erhofften Hinweise auf eine Pb-Zn-Vererzung im höheren stratigraphischen Niveau ausblieben, ergab sich doch eigenartigerweise jenes bisher nur aus dem Kärntner Raum bekanntgewordene Gliederungsschema nach drei übereinander liegenden Schieferton-Folgen, wenn auch zunächst nur für das Rauschberg-Gebiet (Angermeier, 1960). Eine im Streichen der gleichen tektonischen Einheit ca. 10 km weiter westlich, im Gebiet des Hochkienberges, durchgeführte weitere Neukartierung (Pöschl, 1962) erbrachte eine volle Bestätigung der Beobachtungen am Rauschberg.

Der Verdacht, daß die Aufeinanderfolge von drei Schieferton-Komplexen innerhalb der Raibler Kalk-Dolomit-Schichtfolge auf eine tektonische Vervielfachung zurückzuführen sei, kann paläontologisch einwandfrei widerlegt werden. Zwar fanden auch die früheren Bearbeiter dieser Gebiete (Arlt, 1911, Nöth, 1926, und Erhardt, 1931) die bezeichnenden Faunen mit Leitformen; sie parallelisierten jedoch irrtümlich die Horizonte.

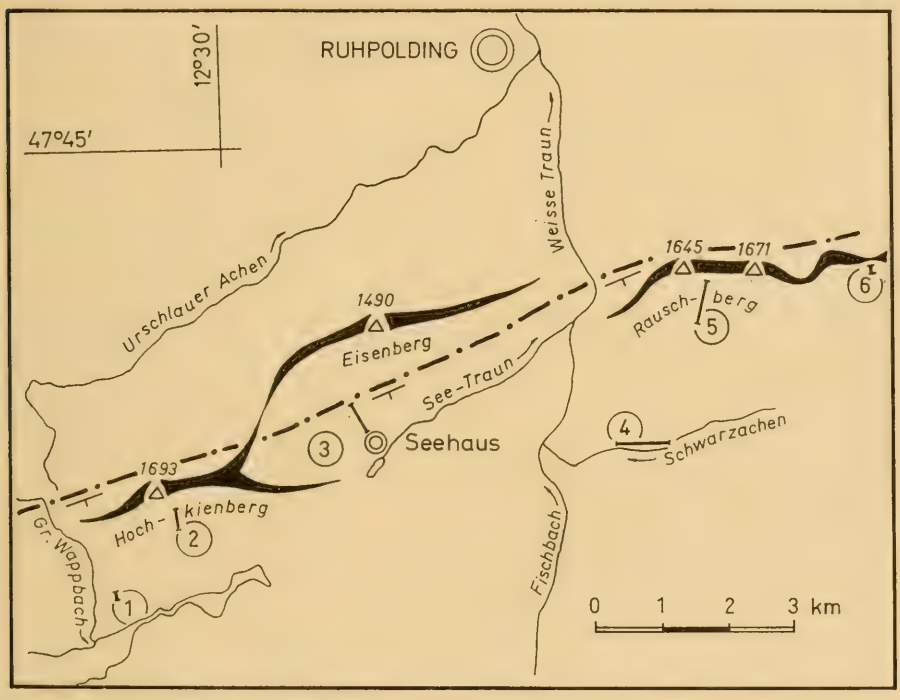


Abb. 1: Übersichtsskizze zur Lage der wichtigsten Profile.
(1) Profil im Seitengraben östl. des Großen Wapp-Baches (vgl. Text).
(2) Profil am Westende des Elsen-Tales.
(3) Profil im Vord. Zettelgraben bzw. Rammel-Bach bei Seehaus (nach Nöth, 1926).
(4) Straßenprofil an der Hinteren Schwarzachen.
(5) Profil an der Geiswand.
(6) Profil in der ‚Streicher-Scharte' (vgl. Text).

In der nachstehend gegebenen Beschreibung der Schichtenfolge werden nur die wichtigsten Vorkommen angeführt, die entweder das gesamte Profil oder einzelne Profilabschnitte erkennen lassen oder durch ihre Fossilführung stratigraphisch belegbar sind (s. Abb. 1).

Das besprochene Gebiet gehört der „Tirolischen Einheit" (Hahn, 1912) an, welches nach Spengler (1951) hier auch zur „Staufen-Höllengebirgsdecke" gestellt wird. Die Nordstirn dieser großtektonischen Einheit wird hauptsächlich von Wettersteinkalk aufgebaut; sie ist nordwärts auf Obertrias-, Jura- und Kreideschichten aufgeschoben. Der generell südfallende Wettersteinkalk-Komplex trägt auf den meist pultförmigen Südflanken jene Raibler Schichtserie, auf die sich unsere Ausführungen beziehen.

Die nördlich der großtektonischen Aufschiebung, innerhalb der „Hochbajuvarischen Einheit" (Hahn, 1912), aufgeschlossenen Raibler Schichten liegen in einer Ausbildung vor, die sich deutlich von jener in der „Tirolischen Einheit" unterscheidet.

Sofern die neuerlichen Fossilfunde aus den einzelnen Raibler Horizonten von Interesse waren, wurden sie der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, übergeben. Die Verfasser verdanken Herrn Konservator Dr. K. W. Barthel von der o.a. Sammlung die kritische Überprüfung einer Reihe von wichtigen Formen.

1. Die liegenden Grenzschichten (Oberer Wettersteinkalk)

Im Zusammenhang mit einer stratigraphischen Gliederung der Raibler Schichten und einer Untersuchung ihrer faziellen (paläogeographischen) Entwicklung verdient die Ausbildung der liegenden Grenzschichten besondere Beachtung. Zwar wird der bekannte scharfe Fazieswechsel vom obersten Wettersteinkalk zu den tonigen bis quarzsandigen untersten Raibler Schichten vielfach als Hinweis auf eine ausgeprägte Transgression erwähnt, doch ist das eigentliche Niveau dieser „Transgression" nur sehr selten aufgeschlossen. Eine verbreitete Pyritführung der betreffenden Schichten läßt diese sehr rasch und tiefgründig verwittern und den ganzen Verband in sich verrutschen.

So beobachtete Erhardt (1931, S. 18) im östlich benachbarten Staufen-Gebiet „eine schwache Diskordanz . . . zwischen Raibler Schichten und Wettersteinkalk". Aus dem Ammergebirge beschrieben Kockel, Richter & Steinmann (1931) fossile Karrentaschen an der Obergrenze des Wettersteinkalkes, die mit transgressivem Raibler Sandstein gefüllt seien, wonach sie auf eine „präkarnische Regression", eine Trockenlegung und Verkarstung des obersten Wettersteinkalkpaketes schlossen. Zu einem ähnlichen Ergebnis kamen auch Leuchs & Mosebach (1936) — nach Beobachtungen im Benediktenwand-Gebiet — und andere Autoren.

Da an dieser lithologisch markanten Grenzzone in vielen Teilen der bayerischen Kalkalpen ehemals ein bescheidener Eisenerzbergbau umging, erfuhren die entsprechenden Schichtglieder in neuerer Zeit eine ausführliche lagerstättenkundliche und sedimentpetrographische Bearbeitung (Schneider, 1953, 1954; Taupitz, 1954). Auch zu diesem Fragenkomplex liefern im hier betrachteten Gebiet einige ungewöhnlich gut erschlossene Spezialprofile weitere Hinweise.

Im gesamten Gebiet ist den obersten 30 bis 50 Schichtmetern des Wettersteinkalkes die sog. „Sonderfazies" (SCHNEIDER, 1954) zwischengeschaltet. Sie erscheint auch hier in bank- oder linsenförmigen Einschaltungen dm-mächtiger (dolomitischer) Feinschichten, die häufig in camgitische Resedimente übergehen. Die für diese Fazies charakteristische „schwarze Breccie" konnte jedoch nur am Rauschberg-Kamm gefunden werden. Sie tritt dort, z. B. nördlich unterhalb der Scharte zur „Roßgasse", in maximal 10 cm mächtigen Linsen etwa 20 m Schichtmeter unter der Raibler-Liegendgrenze auf und läßt sich, meist nur nach Lesestücken, ostwärts bis zum Zeno-Kopf verfolgen.

Die eigentliche Grenzzone zwischen Wettersteinkalk und Raibler Schichten ist, wie üblich, nur in einigen wenigen Aufschlüssen derart gut erhalten, daß der ursprüngliche Schichtverband mit Sicherheit erkannt werden kann.

Am Hochkienberg erschließt ein kleiner Seitenbach, der bei 790 m NN in den Großen Wapp-Bach mündet, ein ungestörtes Profil durch dies Grenzzone (vgl. Profil 1 in Abb. 1 und 2). Die obersten dm des Wettersteinkalkes (Abb. 2, Schicht 4) werden zunehmend dunkelgrau, was auf die Pyritführung zurückzuführen ist.

Nach Dünn- und Anschliffbefunden tritt der Pyrit in dieser obersten Kalkbank einmal in Form der vielfach beobachteten „Erzpünktchen" (Durchmesser 1—5 μ) auf, die das Gestein diffus oder wenig texturiert durchstäuben; häufig vereinigen sich diese „Pünktchen" dann zu rundlichen „brombeer"-artigen Ballen (Durchmesser 10—15 μ). Für diesen Pyrittypus wurde schon wiederholt eine bakterielle Entstehung erwogen und z. T. nachgewiesen (vgl. SCHNEIDER, 1953, TAUPITZ, 1954). Daneben erscheint dann das Erz, infolge einer diagenetischen Sammelkristallisation, in mm- bis cm-großen, teilidiomorphen Kornaggregaten.

Über der schwach gewellten Oberfläche dieser höchsten Kalkbank folgt konkordant der sog. „Grenzoolith", der hier aus zwei, jeweils 10 cm mächtigen, schwarzgrauen, pyritreichen Kalkbänkchen besteht (Profil 1, Schicht 1).

Beide Bänkchen werden fast ausschließlich aus konzentrisch-schaligen, meist unregelmäßig-lappig umgrenzten Rundkörperchen aufgebaut. Dünnschliffuntersuchungen bestätigten die Vermutung, daß es sich hierbei um Algenkörper handelt, die mit

Sphaerocodium bornemanni ROTHPLETZ

identisch sind. Bei gut erhaltenen Exemplaren ist noch die eigentümliche Zellstruktur zu erkennen. In den meisten Fällen sind Schalenbruchstücke oder Crinoidenstielglieder vom Algenkörper umschlossen. Diese organogenen Rundkörperchen erreichen Durchmesser bis zu 7 mm. Daneben erscheinen untergeordnet auch kleinere, echte Ooide (0,1 bis 0,8 mm) mit angenähert kreisrundem Querschnitt und fast submikroskopisch feiner, konzentrischer Schalenstruktur, für die eine organische Entstehung nicht nachzuweisen ist (s. u. S. 90).

Der quantitativ stark hervortretende Pyrit erscheint hier ebenfalls als feines Pigment und ist vorzugsweise den einzelnen Schalenzonen der verschiedenen Rundkörperchen eingelagert. Daneben bildet er häufig den gesamten Lagenbau der Algenkörper ab, wodurch gelegentlich sogar noch alte Zellstrukturen zu erkennen sind. Eine paradiagenetische Sammelkristallisation führte dann zu Pyritkonkretionen von cm-Ausmaßen.

Am Südhang des Hochkienberges fand sich ein Lesestein aus den „Grenzoolith-Bänken", der in Fazies und Pyritführung der oben gegebenen Ausbildung

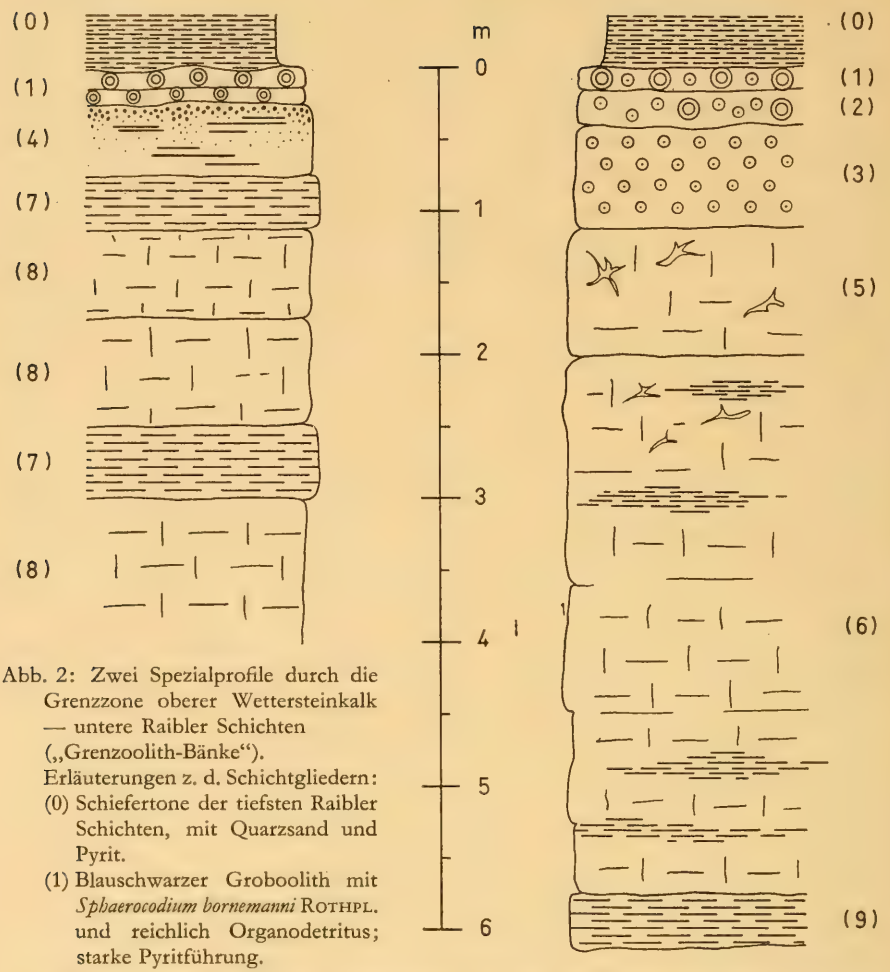


Abb. 2: Zwei Spezialprofile durch die Grenzzone oberer Wettersteinkalk — untere Raibler Schichten („Grenzoolith-Bänke").
Erläuterungen z. d. Schichtgliedern:
(0) Schiefertone der tiefsten Raibler Schichten, mit Quarzsand und Pyrit.
(1) Blauschwarzer Groboolith mit *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL. und reichlich Organodetritus; starke Pyritführung.
(2) Dunkelgrauer Oolithkalk; Sphaerocodien-Körper und Organodetritus zurücktretend; schwache Pyritführung.
(3) Dunkelgrauer Feinoolithkalk ohne Sphaerocodien-Körper; Organodetritus und Pyritführung stark zurücktretend.
(4) Heller, feinkristalliner Kalk mit angedeuteter Feinschichtung, nach oben dunkler und pyritreicher werdend.
(5) Lichtgrauer, dichter Kalk mit wolkig begrenzten, dunkelgrauen Partien; Pyritkonkretionen wittern zu hakigen Kavernen aus.
(6) Heller, feinkristalliner, fast massiger Kalk mit linsenförmigen Einschaltungen camgitischer Feinschichten.
(7) Scharfbegrenzte, camgitische Feinschichtbänke.
(8) Hellgrauer dickgebankter Kalk („Normaltypus" des Wettersteinkalkes).
(9) Scharf begrenzte, camgitische Feinschicht-Bank mit hohem Anteil an Resedimenten (dolomitische Schollenbreccie, Ovoide und Kalkarenit).

gleicht, mit gut erhaltenen Crinoidenstielgliedern und einigen Lamellibranchiaten. Bestimmt werden konnten:

Pentacrinus propinquus Münster,
Cardita crenata guembeli Pichler.

Die besprochene Grenzzone ist auch am Gipfelkamm des Rauschberges aufgeschlossen, so z. B. etwa 350 m östlich der Gipfelstation der Rauschbergbahn (N von Profil 5 in Abb. 1). Besonders gut ist der Schichtverband jedoch in der sog. „Streicher-Scharte" erhalten (Profil 6 in Abb. 1 und 2); als „Streicher-Scharte" wird die Gratscharte (1560 m NN) zwischen Streicher und Zeno-Kopf bezeichnet, über die der markierte Steig von N (Fahrriesboden-Schneegrube) zur Kammhöhe führt. Die im Prinzip schon oben kurz beschriebene Abfolge („normaler" oberer Wettersteinkalk mit Einschaltung von „Sonderfazies" –„Grenzoolith"–Raibler Schiefertone) erscheint hier, wie am gesamten Rauschberg-Kamm, etwas vielfältiger entwickelt:

Die höchste Zone camgitischer Feinschichten und Resedimente liegt, als ca. 0,6 m mächtige Bank deutlich auswitternd, etwa 6 m unter der Raibler Grenze. Zum Hangenden folgt ein mindestens 4,5 m mächtiger, unscharf gegliederter, fast massig wirkender Kalkkomplex, dem nur unregelmäßig begrenzte Feinschicht-Linsen eingeschaltet sind (Profil 6, Schichten 6 und 5). Nach oben hin wird der Kalk zunehmend dunkler mit wolkigen, bräunlichgrauen Partien. Verstreut verteilte, bis cm-große Pyritkonkretionen führen zur Auswitterung von hakig begrenzten, kleinen Kavernen, die häufig noch Limonitkrusten enthalten.

Konkordant darüber liegt sodann der hier 1,2 bis (maximal) 1,5 m mächtige, kalkige „Grenzoolith", der durch flachwellig verlaufende Schichtfugen deutlich in drei konkordante Bänke untergliedert ist (Profil 6, Schichten 1 bis 3). Die tiefste der drei Bänke ist im Streichen des gesamten Rauschberg-Kammes am mächtigsten entwickelt (0,8 bis 1 m). Schon an der bräunlich-dunkelgrau anwitternden Oberfläche sind mit der Lupe die 0,3 bis 1 mm großen Ooide in dichter „Kugelpackung" zu erkennen. Im Dünnschliff zeigt sich, daß hier echte (anorganische) Kalkooide vorliegen, die mit kalzitischem Zement verbacken sind. Bei stärkerer Vergrößerung tritt die konzentrisch schalige Struktur noch deutlicher hervor. Gelegentlich sind auch — frühdiagenetisch gesproßte (?) — radialstrahlige Karbonatkristallite zu beobachten. Bruchstücke von Muschelschalen oder Crinoidenstielglieder erscheinen nur untergeordnet, desgleichen Pyrit. Sphaerocodien-Körper fehlen vollständig.

Eine ganz andere Zusammensetzung weisen dagegen die beiden höheren, zusammen etwa 0,3 bis 0,4 m mächtigen Bänke auf. Der im frischen Bruch blauschwarze, oolithische Kalk läßt schon an der dunkelgrau anwitternden Oberfläche häufig Crinoidenstielglieder, Schalenbruchstücke sowie organogene Rundkörperchen (bis 0,8 mm Durchmesser) erkennen. Letztere sind nach Dünnschliffbefunden wiederum als *Sphaerocodium bornemanni* Rothpl. anzusprechen. Im Gegensatz zu den entsprechenden „Grenzoolith"-Bänken des Hochkienberg-

Gebietes treten die Algenkörper hier jedoch quantitativ gegenüber den anorganischen Kalkooiden zurück. Das gleiche gilt auch für die extensive Pyritführung.

Die erzmikroskopische Untersuchung von Anschliffen aus der obersten Bank ergab, daß der Pyrit häufig noch nachträglich in Markasit umgewandelt ist. Daneben erscheint gelegentlich Zinkblende mit hellgelben bis weißen Innenreflexen, wovon eine kleinste Kornfraktion (10—20μ) dem Schalenbau der Ooide eingelagert ist. Die Anwesenheit von Zinkblende im eindeutig sedimentären Verband bietet interessante genetische Hinweise auf die Entwicklung des sog. „Raibler Grenzlagers" (Maucher, 1954; Schulz, 1955) im NE-Teil der „Tirolischen Einheit"!

In allen Spezialprofilen vom Rauschbergkamm erfährt die Anreicherung von Fossilfragmenten in der obersten Oolithbank ein Maximum. Neben den bereits erwähnten Sphaerocodien-Körpern konnten bestimmt werden:

Pentacrinus propinquus Münst.
Pentacrinus tirolensis Laube

Beide Arten sind auch in den Raibler Schichten weit verbreitet. Die häufig auftretenden Schalenbruchstücke erinnern an *Cardita crenata guembeli* Pichler, doch konnte bisher noch kein sicher bestimmbares Exemplar in dieser Schicht gefunden werden.

Im gesamten Gebiet zwischen Hochkienberg und Rauschberg grenzt die höchste Oolithbank (Profil 1 und 6, Nr. 1), wo tatsächlich noch der ursprüngliche Schichtverband erhalten ist, mit flachwelliger Oberfläche scharf, aber konkordant (!) gegen die überlagernden Schiefertone der Raibler Schichten. Diese führen in den untersten Schichtmetern einen hohen Gehalt an Quarzsand (kantengerundete Körner um 0,5 mm Durchmesser), dem häufig Glaukonit und vereinzelt Hellglimmer sowie stark zersetzte Feldspatfragmente eingestreut sind. Desgleichen ist in diesen tiefsten Lagen auch Pyrit als feines Pigment und in cm-großen flachgestreckten Konkretionen verbreitet.

Der extensive Pyritgehalt dieser obersten Kalk-(Oolith-)Bänke und tiefsten Sand-Schieferton-Lagen bewirkt eine rasche und tiefgründige Verwitterung der Grenzhorizonte. Die dabei entstehende schweflige Säure greift vor allem den unterlagernden Kalk an, so daß dieser — bevorzugt im Grenzbereich gegen die Raibler Schichten — tiefgründig verkarstet ist.

Für diesen Vorgang bietet die flache Südabdachung des Rauschberg-Kammes instruktive Aufschlüsse. Soweit die Hangneigung ungefähr parallel zum Schichtfallen (der Grenzhorizonte) verläuft, ist das Gelände — über mehrere km im Streichen — von tiefen, dolinenförmigen Lösungstrichtern und Karrentaschen verschiedenster Größenordnung durchzogen. Sehr viele dieser Hohlformen sind mit den an Quarzsand angereicherten Schiefertonen der Raibler Schichten gefüllt, die oft noch eine (primäre ?) Lagentextur erkennen lassen. Daß in solchen Fällen der ursprüngliche Lagerungsverband tatsächlich zerstört ist, beweist das Fehlen der „Grenzoolith"-Bänke, die meist nur noch in isolierten Lesestücken zu finden sind. Der ursprüngliche Pyritgehalt der Grenzhorizonte wurde zu Limonitschwarten und -konkretionen angereichert, die meist einem hellgrauen bis reinweißen Wettersteinkalk aufliegen, der vielfach schon einem tieferen Niveau an-

gehört. Auf diese Weise entstehen sehr häufig Lagerungsverbände, die eine „präkarnische Verkarstung" des oberen Wettersteinkalkes vortäuschen. So bemerkte auch ERHARDT (1931, S. 18) bei der Beschreibung einer schwachen „Diskordanz . . . an mehreren gut aufgeschlossenen Stellen zwischen Raibler Schichten und Wettersteinkalk", daß „unmittelbar im Liegenden dieser Mergel . . . die obersten Teile des Wettersteinkalkes sogleich typisch reinweiß und fossilreich ausgebildet" seien. Vermutlich wurden auch in diesen Aufschlüssen die „Grenzoolith"-Bänke durch die selektive Verwitterung schon früher entfernt. Jedenfalls fanden sich bei einer neuerlichen Feldbegehung der erwähnten Lokalität oberhalb der „Staufenstube" Lesestücke der charakteristisch kleinoolithischen Grenzbänke.

Mindestens für den Bereich zwischen Hochkienberg im W und Rauschberg im E kann somit als gesichert gelten, daß die Grenze Wettersteinkalk/Raibler Schichten zwar einen scharfen Fazieswechsel darstellt, jedoch in keinem Fall eine Diskordanz oder gar eine „präkarnische Regression" in Form einer Trockenlegung und Verkarstung des obersten Wettersteinkalkes anzeigt. Die von KOCKEL & Gen. (1931) wie von LEUCHS & MOSEBACH (1935) benannte „spätladinische Hebung" äußert sich vermutlich im gesamten Bayerisch-Nordtiroler Raum nur durch ein rasches Abklingen der bis dahin vorherrschenden Kalksedimentation. Gleichzeitig damit setzt eine Stagnation weiter, flacher Meeresbecken ein; es entwickeln sich im „noch-kalkigen Milieu" Halb- und Vollfaulschlämme (Kalk-Gyttja und Kalk-Sapropel), die in relativ kurzer Zeit von feinklastischen terrigenen Sedimenten überdeckt werden. In ähnlichen, guterhaltenen Spezialprofilen der Kalkhochalpen (Karwendel, Wettersteingebirge) ist der — im cm-Bereich fast kontinuierliche — Fazieswechsel noch viel ausgeprägter beobachtbar (MYLIUS, 1916; SCHNEIDER, 1953; SCHULZ, 1955).

Doch schon ein Vergleich der beiden Spezialprofile von Hochkienberg und Rauschberg (Abb. 2) zeigt, daß auch noch innerhalb der „Grenzoolith"-Bänke eine merkliche horizontale Faziesdifferenzierung stattgefunden hat: Die Schichtfolge am Hochkienberg erscheint gegenüber der entsprechenden Abfolge am Rauschberg eigenartig „kondensiert", ohne daß — selbst bei kritischster Betrachtung der Aufschlüsse — eine Erosionsdiskordanz oder synchrone Schichtlücken nachgewiesen werden könnten. Im Hochkienberg-Gebiet herrschte offensichtlich nur ein gewisses „Defizit" an Kalkfällung vor. Solche geringfügigen faziellen Unterschiede innerhalb der „Grenzoolith"-Bänke können auch in anderen Teilen der Bayerisch-Nordtiroler Kalkalpen erfaßt werden. Es wäre verfrüht, nach diesen bisher relativ wenigen Beobachtungen bereits weitreichende paläogeographische Folgerungen zu diskutieren. Immerhin ist es bemerkenswert, daß auch das Mächtigkeitsmaximum der Raibler Schichten mit etwa 300 m im Rauschberg-Gebiet liegt, wogegen im Westen (Hochkienberg) und Osten (Staufen) nur etwa 200 m nachgewiesen werden können. Der unterlagernde Wettersteinkalk hält von W nach E mit etwa gleichbleibender Mächtigkeit (ca. 700 m) durch. Möglicherweise beeinflußt jene „spätladinische Hebung" in großen Teilen der Nordalpen nur die

Fazies und Mächtigkeit der Sedimentation während der karnischen Stufe; sie zeichnet dabei allerdings schon frühzeitig engbegrenzte Räume differenzierter Abfolgen vor.

2. Lithologische Gliederung der Raibler Schichten

(Hierzu vgl. Abb. 3)

Wenn in der folgenden kurzen Beschreibung der Gesteinsfolge bei der Benennung der einzelnen Schichtglieder von den Bezeichnungen Wöhrmanns (1889, 1893) abgewichen wird, so erfolgt dies aus zwei Gründen: Einmal sollten im Interesse einer einheitlichen stratigraphischen Terminologie (Schindewolf, 1960) die lithologische und die biostratigraphische Gliederung möglichst klar gegeneinander abgegrenzt werden. Andererseits bedürfen einige ältere Gesteinsbezeichnungen einer Korrektur.

Wöhrmann untergliederte die „untere Abteilung" der Raibler Schichten der Nordalpen in drei „Horizonte" (a—b—c), wobei er sich sowohl auf faunistische als auch auf lithologische Merkmale stützte. Um die Bedeutung fazieller Kennzeichen für diese Untergliederung zu unterstreichen, ersetzte er den (mehr biostratigraphisch verstandenen) Begriff „Horizont" häufig durch eine Gesteinsbezeichnung mit dem Wortstamm „-Zug": „Der untere Mergelzug oder Horizont a, wie wir ihn auch ferner nennen wollen..." (Wöhrmann, 1893, S. 696). — Die „obere Abteilung" der Raibler Schichten erfährt durch ihn keine weitere Untergliederung, vor allem wohl deshalb, weil er die wechselvolle Gesteinsfolge nach lithologischen Merkmalen regional nicht parallelisieren konnte. Außerdem stellt diese „obere Abteilung" biostratigraphisch einen relativ einheitlichen Komplex dar. Wöhrmann hätte hierfür aus Konsequenzgründen einen vierten „Horizont" einsetzen sollen.

Im von uns bearbeiteten Gebiet wurde nunmehr auch eine Untergliederung der „oberen Abteilung" möglich, zunächst mehr nach lithologischen Merkmalen. Dadurch ergab sich die Notwendigkeit, die einzelnen faziellen Einheiten der gesamten Raibler Schichtfolge nach einer terminologisch gleichwertigen und auch sedimentpetrographisch richtigen Nomenklatur zu benennen.

Die von Wöhrmann benannten beiden „Mergelzüge" enthalten nämlich, wie er selbst bemerkte, tatsächlich nur sehr untergeordnet echte „Mergel". Die Schichtkomplexe bestehen vielmehr vorwiegend aus „Schiefertonen" (im Sinne von Correns 1949, S. 223), die bereichsweise einen hohen Gehalt an Quarzsand führen. In diese Schiefertone sind aber auch reine Quarzsandsteine, Kalke und Mergelkalke bankweise, z. T. in Linsen verschiedenster Größenordnung, eingeschaltet. Deshalb möchten wir für diese im Einzelnen zwar wechselvolle, generell jedoch vorherrschend feinklastische Schichtfolge die Kurzbezeichnung „Schieferton-Folge" vorschlagen. Entsprechend werden die mehr oder minder mächtigen, die Schieferton-Folgen trennenden, ausschließlich karbonatischen Sedimentkomplexe jeweils „Kalk-Dolomit-Folge" genannt. Eine solche Gliederung nach lithologischen Kennzeichen bietet den Vorteil, daß sie schon während der Feldkartierung angewendet werden kann.

Die Gliederung nach „Horizonten" sollte erst in zweiter Linie durchgeführt werden und zwar in dem von Wöhrmann gegebenen Sinn als biostratigraphische Einheiten, wenn also die Fossilführung — auch mittelbar — eine genauere Einstufung ermöglicht; dann aber wird eine konsequente Erweiterung dieser Gliederung auch auf die „obere Abteilung" notwendig (vgl. Abb. 3 u. Tab. 1).

Untere Schieferton-Folge (= Horizont Ia)

Über den schwarzen pyritreichen Grenzoolithbänken des obersten Wettersteinkalkes folgen im Normalprofil konkordant schwarzgraue kalkfreie Pelite,

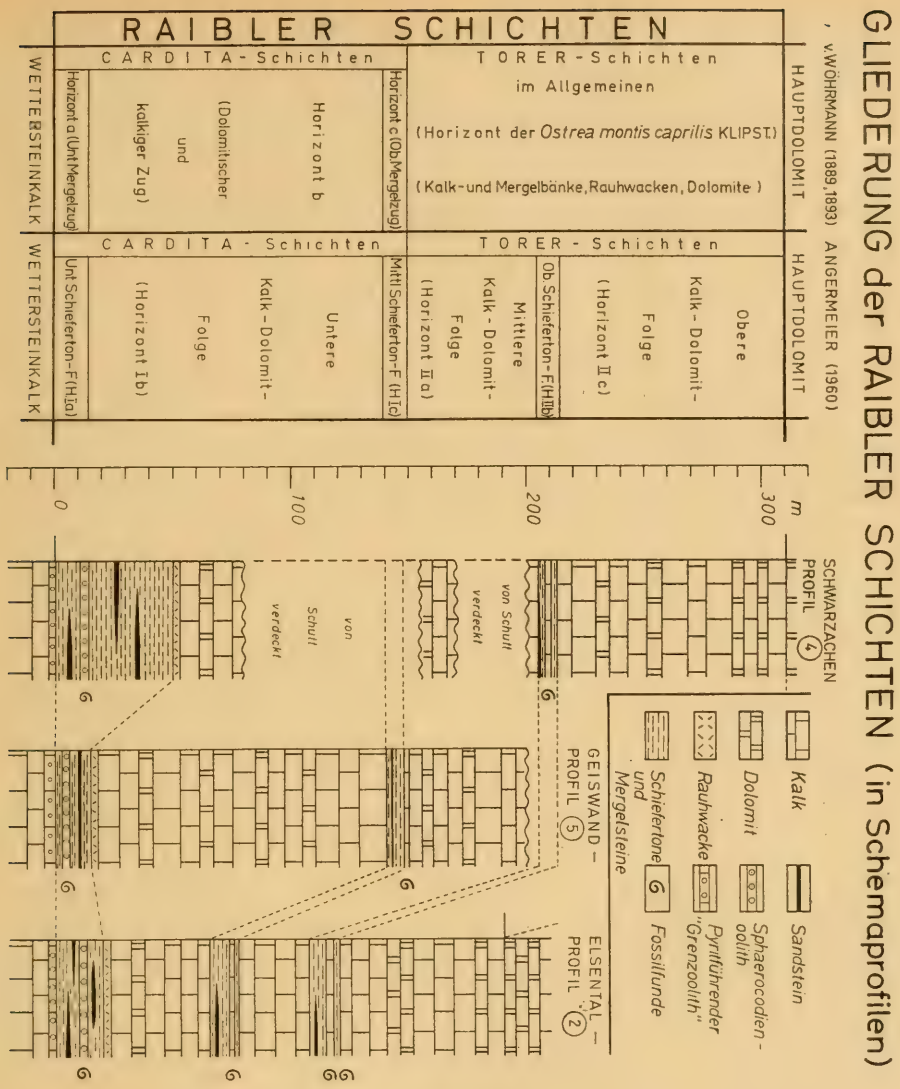


Abb. 3

die nach ihrem hohen Verfestigungsgrad als „Schiefertone" bezeichnet werden müssen. Der charakteristische dünnplattige Zerfall des Gesteins ist sowohl auf die ursprüngliche Feinschichtung zurückzuführen als auch durch eine schwächere oder stärkere mechanische Beanspruchung hervorgerufen. Ob die meist beobachtbaren Glimmertapeten der Absonderungsflächen bei einer beginnenden schwachen Metamorphose des Gesteins oder bereits primär sedimentär entstanden, kann nicht entschieden werden.

Während in den Schiefertonen der untersten Lagen dieser Folge der Quarzsand diffus verteilt ist (s. Abb. 2 u. S. 90), erscheinen in höheren Lagen reine Tonpelite, denen im Abstand von 30 bis 50 cm geringmächtige (ca. 3 cm) Feinsandbänkchen eingelagert sind. Diese Sandsteine scheinen auf größere Entfernung nicht horizontbeständig zu sein. Sie führen oft verkohltes Pflanzenhäcksel auf den Schichtflächen und sind manchmal durchstäubt von Pyrit, der zu Brauneisenkonkretionen und -schwarten verwittert. Fossilien wurden weder in den Schiefertonen noch in den Sandsteinen gefunden.

Sehr bezeichnend für diese untere Schieferton-Folge ist die Einschaltung einer blauschwarzen „Sphaerocodienoolith-Bank", die im Gelände stets durch ihre gelbbraune Verwitterungsrinde auffällt. Die Algenrundkörper, hier in typischer Ausbildung *Sphaerocodium bornemanni* Rothpl., haben einen Durchmesser von 5 bis 10 mm. Sie umkrusten meist Bruchstücke von organischen Hartteilen (Crinoidenstielglieder, Muschelschalen, Foraminiferengehäuse etc.), vorzugsweise Bruchstücke von *Cardita crenata guembeli* Pichler, die hier häufig auch in bestimmbaren ganzen Exemplaren auftritt.

Von allen drei Schieferton-Folgen der Raibler Schichten tritt die unterste morphologisch am deutlichsten hervor, indem sie Senken und Verebnungsflächen bildet und dadurch im Gelände stets gut zu verfolgen ist.

Es sei hervorgehoben, daß im Rauschberg-Gebiet die Mächtigkeit der unteren Schieferton-Folge von 50 m im Schwarzachen-Profil auf 15 m im benachbarten Geiswand-Profil abnimmt. Im Elsental-Profil des Hochkienberg-Gebietes beträgt die Mächtigkeit ebenfalls nur 15 m (s. Abb. 3).

Untere Kalk-Dolomit-Folge (= Horizont Ib)

In jedem der aufgenommenen Profile wird die untere Schieferton-Folge im Hangenden begrenzt durch eine Rauhwackenlage, die bis zu 2 m mächtig werden kann. Im Gelände fällt sie stets durch ihre hellbraungelbe Färbung und die löchrig verwitternde Oberfläche auf. Die Ausbildung einer Rauhwacke in einem so tiefen Niveau der Raibler Schichten ist an sich ungewöhnlich. Doch erwähnt Wöhrmann (1889, S. 247) eine solche Entwicklung z. B. auch vom Erlsattel im südlichen Karwendel.

Über dieser Rauhwackenlage folgen Kalke und untergeordnet Dolomite, deren Färbung von einem hellen Braun bis zu einem dunklen Grau spielt. Massige Partien, die mit gebankten wechsellagern, treten oft morphologisch als Stufen und Stotzen hervor. In den tieferen Teilen sind dem Kalk, der hier luckig anwittert, kleine Pyritkristalle und Limonitkonkretionen eingesprengt. Fossilien fanden sich in dieser Folge nicht.

Die Mächtigkeit nimmt vom Geiswand-Profil (125 m) über das Schwarzachen-Profil (90 m) zum Elsental-Profil (45 m) nach W hin ab.

Mittlere Schieferton-Folge (= Horizont Ic)

Die Kalke und Dolomite überlagert ein Komplex dünnschichtiger Schiefertone, die denen der unteren Schieferton-Folge vollkommen gleichen. Eingeschaltete hellgraue Sandsteinbänkchen wittern gelblich an.

Am besten aufgeschlossen ist diese Serie im Geiswand-Profil (Abb. 3). Hier ist im Mittelteil der nur 7 m mächtigen Folge eine maximal 10 cm mächtige, dunkelgraue Kalkbank eingelagert. Sie besteht fast ausschließlich aus Fossilschalen, die auf der Bankoberfläche durch die Verwitterung schön herauspräpariert sind. Die reiche und typische Faunengemeinschaft, die aus dieser Kalkbank gewonnen wurde, schließt eine Verwechslung dieser Folge mit den Gesteinen der unteren Schieferton-Folge aus (s. Tab. 1).

Im Elsental ist die Serie trotz einer Mächtigkeit von ca. 12 m nur schlecht aufgeschlossen. Auch hier tritt eine Lumachellenbank auf, die allerdings in diesem Profil näher der Obergrenze der Folge eingeschaltet ist. Trotz des meist schlechten Erhaltungszustandes der Fossilien ließ sich auch hier noch eine typische Faunengemeinschaft gewinnen (s. Tab. 1).

Offenbar ist es besonders günstigen Verhältnissen zu verdanken, daß die stets geringmächtige mittlere Schieferton-Folge in den Profilen an der Geiswand und am Elsental ausgegliedert werden konnte. Denn bei den Kartierungsarbeiten im Rauschberg- und Hochkienberg-Gebiet war es meist unmöglich, dieses Schichtpaket im Streichen weiter zu verfolgen und auf der Karte auszuscheiden. Das mag darauf zurückzuführen sein, daß die klastische Sedimentation in diesem Niveau gebietsweise in reine Kalk-Dolomitabscheidung übergeht und die Schiefertone und Sandsteine somit nur in Form absätziger Linsen zwischengelagert sind. Daneben besteht aber auch die Möglichkeit, daß die geringmächtige Folge bei tektonischer Beanspruchung besonders leicht ausgequetscht wird.

Mittlere Kalk-Dolomit-Folge (= Horizont IIa)

Über den Schiefertonen folgen im Geiswand-Profil und an der Hinteren Schwarzachen schlecht gebankte Kalke und Dolomite, die den Gesteinen der unteren Kalk-Dolomit-Folge ähnlich sind. Im Profil am Elsental sind es ausschließlich grobgebankte und massige Kalke, in deren hangendsten Partien eine nach oben zunehmende Dunkelfärbung die darüber folgende Pelitsedimentation ankündigt. Fossilkerne, wie sie Wöhrmann (1889) und Böse (1898) aus dieser Serie erwähnen, konnten nicht gefunden werden. Die Mächtigkeit dieses Schichtgliedes beträgt im Schwarzachen-Profil rund 50 m und im Elsental 30 m; an der Geiswand wird diese Folge nach 50 Schichtmetern im Hangenden von einer Störung abgeschnitten.

Obere Schieferton-Folge (= Horizont IIb)

Die Kalke und Dolomite der mittleren Folge werden überlagert von dunkelgrauen Schiefertonen, die alle Übergänge zu dünngebankten, festen Mergeln

zeigen. Nur ganz vereinzelt treten noch dünne Sandsteinbänkchen auf, die jenen der mittleren Schieferton-Folge ähneln. Bezeichnend ist eine verhältnismäßig häufige Einschaltung von Kalkbänken, die Mächtigkeiten zwischen 10 und 50 cm erreichen und teilweise etwas feinklastischen Quarz führen. Besonders typisch ist das massenhafte Auftreten von *Ostrea montiscaprilis* Klipst. Lesesteine solcher „Ostreenkalke" sind in schlecht aufgeschlossenen Gebietsteilen eine wertvolle Hilfe beim kartierenden Verfolgen dieser Serie. In dem Profil am Elsental schließen dicke, dunkelgraue, fossilarme Kalkbänke mit dünnen Mergelzwischenlagen die Folge zum Hangenden ab und leiten zu den auflagernden Kalken und Dolomiten über.

Die Mächtigkeit ist verhältnismäßig gering. Sie beträgt im Schwarzachen-Profil 8 m und im Elsental-Profil 13 m.

Obere Kalk-Dolomit-Folge (= Horizont IIc)

Grobgebankte bis massige Kalke und Dolomite zeigen in ihrer Färbung alle Übergänge von hellem Braun zu dunklem Grau. Gelegentlich enthalten sie kleine, gelblich verwitternde Mergelbutzen als Einschlüsse.

Der Übergang von den Raibler Schichten zum Hauptdolomit vollzieht sich im bearbeiteten Gebiet nur schrittweise, so daß diese an sich wichtige Stufengrenze nicht eindeutig gezogen werden kann. Rauhwacken, die in den westlichen und nördlichen Nachbargebieten den Grenzbereich markieren und dort lokal große Mächtigkeiten erreichen (Wöhrmann, 1893; Arlt, 1911; Nöth, 1926), treten im Rauschberg- und Hochkienberg-Gebiet in diesem Niveau nicht auf. Bei der Profilaufnahme und bei der Kartierung wurde deshalb die Grenze zum Hauptdolomit bei der höchsten noch feststellbaren Kalkbank der oberen Kalk-Dolomit-Folge gezogen.

Die Mächtigkeit beträgt im Schwarzachen-Profil etwa 100 m, im Elsental-Profil rund 70 m.

Die auffälligste Erscheinung innerhalb der Raibler Schichten im Rauschberg- und Hochkienberg-Gebiet ist somit eine dreifache Wiederholung von jeweils einer liegenden Schieferton-Folge und einer hangenden Kalk-Dolomit-Folge.

In seinen umfassenden Arbeiten teilte Wöhrmann (1889, 1893) die Raibler Schichten der Nordalpen generell in zwei Abteilungen ein, nämlich die „Cardita-Schichten" als untere und die „Torer Schichten" als obere (vgl. Abb. 3). Neben den ausschlaggebenden faunistischen Belegen (s. S. 98) führte er für diese Zweigliederung vor allem auch lithologische Kennzeichen an.

Die „Cardita-Schichten" seiner Definition (nicht zu verwechseln mit der gebietsweise üblichen Bezeichnung „Cardita-Schichten" für die gesamten Raibler Schichten! z. B. Holler, 1951) bestehen aus dem „Unteren Mergelzug", dem „Dolomitischen und kalkigen Zug" und dem „Oberen Mergelzug". Diese fazielle Entwicklung der unteren Abteilung (= Cardita-Schichten i. e. S.) stimmt mit der in unserem Gebiet beobachteten gut überein.

Die obere Abteilung (= „Torer Schichten") dagegen weist eine abweichende Ausbildung auf. WÖHRMANN (1889, S. 255) beschrieb diese „Torer Schichten" generell als einen bunten „Wechsel von verschieden stark ausgebildeten Kalk- und Dolomitschichten mit mergeligen oder lettigen Zwischenlagen, die ohne scharfe Grenze in die Rauhwacken und den Hauptdolomit übergehen". Demgegenüber tritt im untersuchten Gebiet nur eine bedeutende Schieferton-Folge in den Torer Schichten auf. Durch die Zwischenlagerung dieser dritten, oberen Schieferton-Folge wird das im übrigen eintönige Kalk-Dolomit-Paket deutlich aufgeteilt in eine liegende und eine hangende Folge oder — für den ganzen Komplex der Raibler Schichten betrachtet — in die „mittlere" und die „obere Kalk-Dolomit-Folge". — Als Anklänge an die von WÖHRMANN beschriebene Entwicklung der „Torer Schichten" können die relativ häufigen Einschaltungen von Kalkbänken in der oberen Schieferton-Folge wie auch die Einschlüsse von Mergelbutzen innerhalb der oberen Kalk-Dolomit-Folge gewertet werden.

Somit entsprechen in unserem Gebiet innerhalb der unteren Abteilung (= „Cardita-Schichten"; vgl. Abb. 3):

1. dem „Unteren Mergelzug" nach WÖHRMANN
   die „Untere Schieferton-Folge" unserer Definition,
2. dem „Oberen Mergelzug" nach WÖHRMANN
   die „Mittlere Schieferton-Folge" unserer Definition.

3. Innerhalb der oberen Abteilung (= „Torer Schichten") konnte die „Obere Schieferton-Folge" ausgegliedert werden.

Die früheren Bearbeiter dieses Gebietes setzten die zweite (mittlere) Schieferton-Folge — sofern sie diese im Gelände fanden — irrtümlich der ersten (unteren) gleich und parallelisierten daraufhin die dritte (obere) Schieferton-Folge mit dem „Oberen Mergelzug" WÖHRMANNS. Diese Parallelisierungen bedürfen einer Korrektur. Sie ist sowohl durch die fazielle Entwicklung (s. o.) als auch durch die Faunen der einzelnen Schichtfolgen vorgezeichnet (s. u.).

3. Faunistische Gliederung und stratigraphische Folgerungen

(vgl. hierzu Tab. 1)

Im gesamten Untersuchungsgebiet beschränkt sich die Fossilführung in den Raibler Schichten fast ausschließlich auf die Schieferton-Folgen und hier besonders auf die geringmächtigen, darin eingeschalteten Kalkbänkchen. Die mächtigen Kalk-Dolomit-Folgen innerhalb der Raibler Schichten sind — von vereinzelten, nicht bestimmbaren Steinkernen abgesehen — makroskopisch fossilleer. Um so reichhaltiger und bedeutender ist der Fossilinhalt der Schieferton-Folgen; er erlaubt eine weitgehende und eindeutige Untergliederung der gesamten Schichtenfolge.

Dies erkannte bereits WÖHRMANN (1889, 1893) bei seinen grundlegenden Arbeiten, die — auf langen, über weite Gebiete der Kalkalpen ausgedehnten und

eingehenden Untersuchungen fußend — erstmals ein klares Bild über die Fossilführung der Raibler Schichten erbrachten; sie gelten noch heute und brauchten bislang nicht revidiert zu werden.

Wöhrmann gelang zunächst eine vertikale Unterteilung der Raibler Schichten in zwei etwa gleich mächtige Abteilungen. Die tiefere der beiden Abteilungen ist gekennzeichnet durch das Leitfossil *Cardita crenata guembeli* Pichler; für sie wurde daher die bereits früher eingeführte Bezeichnung „Cardita-Schichten" beibehalten. Die obere Abteilung ist dadurch charakterisiert, daß *C. crenata guembeli* vollkommen fehlt und dafür besonders Ostreen sehr reichlich vorkommen: „Die Schalen von Ostrea montis caprilis setzen meist regelrechte Austernbänke zusammen" (Wöhrmann, 1893, S. 697). Der Fossilinhalt ist im wesentlichen identisch mit dem der „Torer Schichten" — nach der Gliederung von Suess (1867) die oberste Gruppe der Raibler Schichten im Gebiet der Typuslokalität Raibl in den Karnischen Alpen —, weswegen Wöhrmann für diese „obere Abteilung" den Namen „Torer Schichten" übernahm, ohne sie in den Bayerisch-Nordtiroler Kalkalpen weiter zu untergliedern (s. S. 92).

Für die Cardita-Schichten unterscheidet er einen unteren (Horizont a) und einen oberen (Horizont c) Mergel-Zug und einen zwischen diesen beiden eingeschlossenen mächtigen Kalk-Dolomit-Zug (Horizont b). Der Kalk-Dolomit-Horizont ist fossilleer. Die beiden Mergel-Züge weisen faunistisch einen bemerkenswerten Unterschied auf, der schon frühzeitig die ganze Problematik exakter biostratigraphischer Grenzziehung beleuchtete. So bemerkte Wöhrmann (1893, S. 695): „Die Cassianer Fauna ist, abgesehen von einer Reihe indigener Arten, gänzlich unverändert (vom Ref. gesperrt!) im Horizont a enthalten. Die darauffolgende Kalk- und Dolomitzone scheint mit Ausnahme einiger weniger Lokalitäten, an denen Megalodonten auftreten, gänzlich versteinerungsleer und eine Fortsetzung der Wettersteinfacies zu sein. Im sandigen Sphaerocodienhorizont c ist die Cassianer Fauna schon stark zurückgetreten."

Rothpletz (1894, S. 71 ff.) mißt dieser Erscheinung noch größere Bedeutung bei: „Dieser untere Horizont nun führt bei 26 Arten 18 Cassianer Formen (= 70%), der obere bei 59 Arten 18 (= 30%)." Er möchte deshalb diesen unteren Horizont von den unteren Raibler Schichten (= Cardita-Schichten) abgetrennt wissen und schlägt für diesen Komplex den Namen „Haller Schichten" vor. Der Vorschlag hat sich jedoch nicht weiter durchgesetzt. Immerhin wirft er ein bezeichnendes Licht auf die biostratigraphisch problematische Festlegung der Grenze zwischen der ladinischen und karnischen Stufe, auf die neuerdings Jacobshagen (1961) wieder hingewiesen hat.

Für die Einbeziehung des unteren „Horizontes a" in die Cardita-Schichten war für Wöhrmann, neben anderen paläontologischen Erwägungen, vor allem maßgebend, daß zusammen mit der Leitform *Cardita crenata guembeli* Pichler stets *Sphaerocodium bornemanni* Rothpl. vorkommt. Es wäre Aufgabe einer modernen biostratigraphischen Untersuchung, zu klären, inwieweit dieses Argument

auch hinsichtlich der übrigen Faunenzusammensetzung wirklich stichhaltig ist. Jedenfalls treten nach ROTHPLETZ (1894) in der „oberen Abteilung" (= Torer Schichten) bei 37 Arten immer noch 11 Cassianer Formen (= 30%) auf, also etwa gleich viel wie im „Horizont c" der Cardita-Schichten.

Für „Horizont a" sind nach WÖHRMANN (1893, S. 697) im Bereich einer Linie Imst (Nordtirol)-Hochkienberg (b. Ruhpolding) — die nach den vorliegenden Befunden unbedenklich zunächst über den Rauschberg bis zum Staufen (b. Reichenhall) verlängert werden kann — besonders bezeichnend die dm- bis ½ m-dicken Kalkbänke aus *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL., mit denen stets *Cardita crenata guembeli* PICHLER massenhaft vergesellschaftet ist. Der sonstige Fossilinhalt ist der Formen- wie der Individuenzahl nach im ganzen noch recht arm.

In „Horizont c" sind Sphaerocodien weniger häufig, im Untersuchungsgebiet sogar ausgesprochen selten und nie Bänke bildend. Dagegen entfaltet sich die Fauna sehr stark und zeichnet sich durch einen großen Arten- und Individuenreichtum aus (vgl. Tab. 1). Vorzugsweise und am besten erhalten finden sich die einzelnen Fossilien auf den Schichtflächen der dünnen, diesem Horizont eingelagerten Kalkbänkchen, die meist als eine fast reine Lumachelle anzusprechen sind. Hauptsächlich sind an diesen Schillsedimenten Lamellibranchiaten beteiligt, daneben untergeordnet auch Echinodermen und Gastropoden; interessant sind gelegentlich anzutreffende Vertebratenreste.

Wenn man die Unterteilung der Cardita-Schichten mitberücksichtigt, kann man von einer Gliederung der Raibler Schichten durch WÖHRMANN in vier „Horizonte" sprechen. Dies ist für die weiteren historischen Betrachtungen im hier behandelten Gebiet von Bedeutung.

Das erste Raibler Schichtprofil aus dem Bereich der östlichen Chiemgauer Alpen lieferte ARLT (1911). Er unterschied vom Liegenden zum Hangenden vier Abteilungen, die er mit den WÖHRMANNschen parallelisieren zu dürfen glaubte. Dies trifft jedoch nur teilweise zu. Da nur die Schieferton-Folgen Fossilien führen, haben wir uns bei unseren Betrachtungen vor allem an sie zu halten. Durchaus richtig erkannte ARLT am Rauschberg den „Unteren Mergelzug" (= Horizont a) WÖHRMANNS wieder, gekennzeichnet vor allem durch die „Sphaerocodienoolith-Bank" mit Carditaresten (s. o.). Als Pendant für den „Oberen Mergelzug" (= Horizont c) WÖHRMANNS erwähnte er jedoch (S. 9) „braunschwarze Kalke und Mergel mit Ostreen und zahlreichen anderen Fossilien". Wie oben ausgeführt (s. S. 98), sind aber nach WÖHRMANN (1893, S. 697) Ostreen — wenn sie auch vereinzelt schon früher auftreten — besonders charakteristisch für die gesamte „Obere Abteilung" der Raibler Schichten, nämlich für die „Torer Schichten". Nach unseren Geländebeobachtungen sind zudem die „braunschwarzen Kalke" recht typisch für die in den Mergeln der Torer Schichten eingelagerten Kalkbänke.

	1	2	3	4	5	6	7	8
II. Torer Schichten								
IIc — Obere Kalk-Dolomit-Folge								
IIb — Obere Schieferton-Folge								
Pentacrinus tirolensis LAUBE			×	○			○	×
Pentracinus propinquus MÜNST.			×					
Cidaris parastadifera SCHAFH.		X	X	○			○	X
Terebratula (Dielasma) paronica TOMMASI		X		X		X	○	X
Loxonema binodosum WÖHRM.			×	○			○	×
Neritopsis pauciornata WÖHRM.		×						
Ostrea (Alectryonia) montiscaprilis KLIPST.		×	×	×	×	×	○	×
Placunopsis fissistriata (WINKLER)		×	×	×	×		○	×
Pecten filosus HAUER		X	X	X	X	X	X	X
Pecten schlosseri WÖHRM.			×	×	×	×	×	×
Pecten subalternans D'ORB.		×	×	○			○	×
Odontoperna („Gervilleia") bouéi (HAUER)			×	×	sp.		×	×
Augustella („Gervilleia") angusta (GOLDF.)		X	X		X	cf.	X	X
Angustella („Gervilleia") angulata (MÜNST.)			×					
Hoernesia johannisaustriae (KLIPST.)			×	×			×	×
Avicula aspera PICHLER				○		X	○	X
Myophoria inaequicostata KLIPST.		×		○			○	×
Gonodon mellingi (HAUER)		cf.		×	cf.	×		×
IIa — Mittlere Kalk-Dolomit-Folge								
I. Cardita-Schichten								
Ic — Mittlere Schieferton-Folge								
Encrinus granulosus (MÜNST.)	×							×
Cidaris braunii DESOR	×						×	×
Waldheimia (Cruratula) carinthiaca (ROTHPL.)					×			
Dentalium arctum PICHLER	×			○			×	×
Loxonema binodosum WÖHRM.	×			○			○	×
Loxonema tenue (MÜNST.)	×							
Amauropsis (Prostylifer) paludinaris (MÜNST.)	×							×
Promathildia colon (MÜNST.)	×							
Placunopsis fissistriata (WINKLER)	×			×				×
Pecten subalternans D'ORB.	×			○			○	×
Hoernesia sturi (WÖHRM.)	X							X
Modiola raibliana BITTN.	×							
Myophoria fissidentata WÖHRM.	X			○	cf.		○	X
Myophoria inaequicostata KLIPST.	×			○	×		○	×
Myophoria whateleyae (BUCH)				○	×		○	×
Anoplophora recta (GÜMBEL)	X			○			X	X
Cardita crenata guembeli PICHLER	×			○			○	×
Myophoriopis rosthorni (BOUE)	×			○			○	×
Saurichthys acuminatus AG.	×							×
Saurichthys apicalis AG.	×							
Sphaerocodium bornemanni ROTHPL.	×			○	×		○	×
Ib — Untere Kalk-Dolomit-Folge								
Ia — Untere Schieferton-Folge								
Cardita crenata guembeli PICHLER	×			○	×	×	○	×
Traumatocrinus caudex (DITTMAR)				○		X	○	X
Pentacrinus propinquus MÜNST.	×			○			○	×
Sphaerocodium bornemanni ROTHPL.	×			○	×	×	○	×

Daß es sich hier nicht um eine zufällige Sonderbildung oder um eine Einschaltung in „Horizont c" der Cardita-Schichten handelt, geht daraus hervor, daß ARLT als besonders wichtigen Fossilfundpunkt das Hint. Schwarzachen-Tal anführt, wo vor allem die Torer Schichten gut erschlossen sind. Bereits WÖHRMANN beschreibt zahlreiche Fossilien von dort, die ausschließlich den Torer Schichten angehören. Außerdem führt ARLT (1911, S. 10) in seiner ungegliederten Fossilliste der Raibler Schichten i. allg. mehrere Exemplare, die nur oder bevorzugt in den Torer Schichten auftreten und die im Rauschberg-Gebiet eigentlich nur von der Hint.Schwarzachen stammen können.

Der höhere der von ARLT festgestellten „Mergel-Züge" entspricht also nicht dem „Horizont c" der Cardita-Schichten, sondern gehört in die von WÖHRMANN nicht weiter untergliederten Torer Schichten!

ARLT hat aber im Rauschberg-Gebiet tatsächlich auch WÖHRMANNS „Horizont c" angetroffen — freilich ohne ihn zu erkennen. Aus der ARLTschen Arbeit und aus seiner geologischen Karte des Rauschberges (Fossilfundpunkte angegeben!) geht hervor, daß ihm das Normalprofil an der Geiswand und die dort auftretenden Schiefertone der Raibler Schichten samt ihren Fossilien bekannt waren. Ein von ihm gezeichnetes Profil (ARLT, 1911, S. 34, Fig. 14) zeigt aber, daß er diese Schiefertone für eine durch antithetische Verwerfungen hervorgerufene Wiederholung der Schiefertone des „Horizontes a" hielt, die weiter gegen das Liegende zu am Rauschbergkamm anstehen. Die im Liegenden aufgeschlossenen Kalke und Dolomite des „Horizontes b" hielt er für Wettersteinkalk. Ihm fiel nicht auf, daß in diesen Schiefertonen keine Sphaerocodienoolith-Bank eingeschaltet ist, die (s. o.) in diesem Gebiet typisch ist für „Horizont a".

ARLT hat also den Fossilinhalt zu wenig berücksichtigt und daher irrtümlich zweimal zwei nicht entsprechende Schieferton-Folgen der Raibler Schichten parallelisiert bzw. zusammengefaßt: 1. eine neu auszuscheidende Schieferton-Folge mit WÖHRMANNS „Horizont c" und 2. den eigentlichen „Horizont c" mit „Horizont a".

Tab. 1: Paläontologische Charakterisierung der drei Schieferton-Folgen innerhalb der Raibler Schichten der östlichen Chiemgauer Alpen.

Fundstellen

1—4 Rauschberg-Gebiet
1—3 nach ANGERMEIER (1960)
1 Geiswand-Profil
2 ‚Rauschberg-Sattel' unmittelbar westl. P 1671
3 Profil längs der Straße an der Hinteren Schwarzachen
4 nach WÖHRMANN (1889, 1893).
5—7 Hochkienberg-Gebiet
5 nach PÖSCHL (1962)
6 nach NÖTH (1926) (Aus seiner Fossilliste werden hier nur die Exemplare angeführt, die er selbst aufsammelte!)
7 nach WÖHRMANN (1889, 1893).
8 Von verschiedenen Fundpunkten in den Nordalpen durch WÖHRMANN (1889, 1893) genannt.

Symbole

○ nach WÖHRMANN allgemein verbreitet in den Raibler Schichten der Nordalpen.
× Fossil lokalisiert gefunden
✕ desgl. und mit Horizont-Leitwert nach WÖHRMANN.

Dem gleichen Irrtum verfielen auch die späteren Bearbeiter der im E und W anschließenden Gebiete, Nöth (1926) am Hochkienberg SW Ruhpolding und Erhardt (1931) am Staufen bei Reichenhall.

Nöth (1926, S. 426—427) beschreibt als Gesteine der von ihm „Oberer Kalk-Mergelzug" benannten und mit Wöhrmanns „Horizont c" parallelisierten Schichtfolge schwarze Kalke mit Mergelzwischenlagen, die auf den Schichtflächen von Fossilien übersät sind, hauptsächlich von Pecten und Ostrea. Demnach liegen hier jedoch die Torer Schichten vor.

Erhardt (1931, S. 17) führt ebenfalls eine „Obere Kalk-Mergel-Gruppe" und gibt an, die Raibler Schichten nach dem Beispiel von Wöhrmann, Böse und Arlt zu gliedern. Aber auch er beschreibt aus seiner „Oberen Kalk-Mergel-Gruppe" wieder ausdrücklich „Ostreenkalke" und zeigt damit, daß er den Irrtum seiner Gebietsnachbarn übernommen hat.

Ebenso wie bei Arlt entfällt auch bei Nöth und Erhardt der eigentliche „Horizont c" Wöhrmanns. Sie führen jedoch in ihren zusammenfassenden Fossillisten für die Raibler Schichten bzw. für deren untere Abteilung (Erhardt) zahlreiche Fossilien an, die mit annähernder Sicherheit in „Horizont c" zu stellen sind. Daß dieser dann doch nicht selbst auskartiert wurde, mag an den schlechten Aufschlußverhältnissen gelegen haben und auch daran, daß dieser Horizont — im Gegensatz zu Wöhrmanns Angaben aus westlicheren Gebieten (1893, S. 698) — hier nur geringmächtig ist und evtl. nicht einmal ständig durchhält.

Die grundsätzlich richtige stratigraphische Gliederung Wöhrmanns wurde also von späteren Bearbeitern im Gebiet der Chiemgauer Alpen nicht ganz richtig angewandt. Immerhin schält sich aus diesen Arbeiten auch ein neuer Gesichtspunkt heraus: daß nämlich in den Raibler Schichten der östlichen Chiemgauer Berge innerhalb der oberen Abteilung (= Torer Schichten) eine Schieferton-Folge entwickelt ist, die im Gelände auffälliger hervortritt als der Wöhrmannsche „Horizont c" der unteren Abteilung.

Dieser Eindruck ergab sich auch bei der Neukartierung des Gebietes, während im übrigen die Wöhrmannsche Konzeption voll und ganz bestätigt wurde. Sie konnte durch die Neuausgliederung der erwähnten oberen Schieferton-Folge und zweier, durch sie getrennter Kalk-Dolomit-Folgen der Torer Schichten noch ausgebaut werden.

Somit lassen sich die Raibler Schichten im untersuchten Gebiet wie folgt gliedern (vgl. auch Abb. 3 und Tab. 1):

II. Torer Schichten

Obere Kalk-Dolomit Folge	(Horizont IIc)
Obere Schieferton-Folge	(Horizont IIb)
Mittlere Kalk-Dolomit-Folge	(Horizont IIa)

I. Cardita-Schichten

Mittlere Schieferton-Folge	(Horizont Ic)
Untere Kalk-Dolomit-Folge	(Horizont Ib)
Untere Schieferton-Folge	(Horizont Ia)

Mit dieser Gliederung zeigen sich interessante Beziehungen zu den südlichen Kalkalpen im Bereich des Gailtales, wo Holler (1951) in den Raibler Schichten (dort insgesamt als „Cardita-Schichten" bezeichnet, s. S. 96) ebenfalls drei

Schieferton-Folgen ausscheiden konnte. Sie zeigen in Fazies, Position im Schichtprofil und (zufällig) auch in der Mächtigkeit weitgehend Anklänge an die der östlichen Chiemgauer Alpen. Für das Profil der Gailtaler Alpen ist allerdings im obersten Schieferton-Niveau eine Oolithbank bezeichnend. Nach GEYER (1901) führt dieser oberste Schichtkomplex eine Fauna, die mit *Avicula aspera* PICHLER und *Terebratula julica* BITTN. (nach WÖHRMANN 1893, S. 648, wohl nur eine Variation von *T. paronica* TOMMASI) Leitformen der Torer Schichten der Süd- wie der Nordalpen enthält. Die mittlere Schieferton-Folge ist nach GEYER (1901, S. 129) durch das nordalpine Leitfossil *Myophoria fissidentata* WÖHRM. gesichert Aus dem unteren Horizont fehlen genaue Fossilangaben, doch ist er faziell von den beiden höheren unterschieden und liegt zudem unmittelbar (konkordant!) dem obersten Wettersteinkalk auf.

Die engen Beziehungen der Cardita-Schichten [Horizonte I a und I c] wie auch der obersten Bänke des Wettersteinkalkes („Grenzoolith-Bänke") zu den südalpinen Cassianer Schichten treten auch in unserem Arbeitsgebiet faunistisch hervor.

Die „Grenzoolith-Bänke" des oberen Wettersteinkalkes führen gelegentlich *Cardita crenata guembeli* PICHLER, wodurch eine Verbindung der Cardita-Schichten mit dem nordalpinen Äquivalent der Cassianer Schichten, dem oberen Wettersteinkalk, angedeutet ist (s. S. 89).

ANGERMEIER (1960) konnte am Rauschberg aus dem Horizont I c (= mittlere Schieferton-Folge) eine reiche Gastropoden-Fauna bergen. In Tab. 1 sind hiervon nur die sicher bestimmbaren Formen angeführt, die große Zahl der cf.-Bestimmungen wurde weggelassen. Es handelt sich vorwiegend um Zwergformen (Kümmerformen?) von Gastropoden der Cassianer Schichten, die teilweise in den Nordalpen noch unbekannt waren.

Das Auftreten von *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL. in den obersten Lagen des Wettersteinkalkes wurde in den nördlichen Kalkalpen bisher noch wenig beobachtet. Doch stellte schon ROTHPLETZ (1891, S. 300) fest, daß diese Grünalge bereits in den „Cassianer Kalken der Südalpen" verbreitet sei, andererseits vereinzelt sogar noch in der Obertrias der Nordalpen aufzutreten scheint („Kössener Kalke der Kothalpe am Wendelstein" und „Plattenkalk des Soiern im Karwendel"). SCHULZ (1960) erwähnt sie im Bleiberger Profil (Gailtaler Alpen) ebenfalls aus der „Kies-Oolithbank" des obersten Wettersteinkalkes.

Sowohl nach der Originalbeschreibung von ROTHPLETZ (1891, S. 296 ff. sowie Taf. XV, Fig. 3, 5, 6 und Taf. XVI, Fig. 6, 12, 13) als auch nach Dünnschliffvergleichen von Proben aus der typischen „Sphaerocodienoolith-Bank" der überlagernden unteren Schieferton-Folge kann kein Zweifel an der Identität bestehen.

Die systematische Stellung von *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL. ist noch wenig gesichert. Während sie ROTHPLETZ (1891) zu den Codiaceen rechnet, bezeichnet sie PIA (1926, S. 52) „als Verwachsungen mehrerer verschiedener Arten von Girvanella". In beiden Fällen würde es sich nach JOHNSON (1951) um eine Grünalge (Fam. Codiaceae) bzw. eine nahe Verwandte derselben (Fam. Porostromata) handeln.

Die faunistische Verwandtschaft der Raibler und Cassianer Schichten wird vor allem durch Cephalopodenfaunen belegt, wie neuerlich JACOBSHAGEN (1961) wieder hervorgehoben hat. Diese Tatsache veranlaßte bereits MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER (1869, 1893, 1895) Raibler und Cassianer Schichten in der

Karnischen Stufe zusammenzufassen, die damit gleichzeitig erstmals definiert wurde. Spätere Autoren lehnten diese Stufen-Gliederung meist ab unter Hinweis auf den scharfen Fazieswechsel zwischen oberem Wettersteinkalk und untersten Raibler Schichten. Sie führten damit eine Überbewertung lithologischer gegenüber biostratigraphischer Grenzziehung ein. Für die Feldkartierung hat eine Grenzziehung nach lithologischen Merkmalen praktische Vorteile. Das vorgelegte Beispiel zeigt jedoch wieder, daß eine Schichtengliederung allein nach faziellen Einheiten weder exakte chronologische Parallelisierungen gestattet, noch sich mit einer biostratigraphischen Gliederung decken muß.

Schriftenverzeichnis

Angermeier, H.-O., 1960: Der geologische Bau des Rauschberg-Gebietes in den Chiemgauer Alpen. — 1—63, Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München.

Arlt, H., 1911: Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. — Landesk. Forsch., hrsg. v. d. geogr. Ges. München **12**, 1—50. München. (Auch: Mitt. geogr. Ges. München **6**, 337—385. München.)

Bittner, A., 1895: Lamellibranchiaten der alpinen Trias. I. Teil: Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. — Abh. k. k. geol. R.-A. **18**, 1—235. Wien.

Böse, E., 1898: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. — Z. dtsch. geol. Ges. **50**, 468—756. Berlin.

Correns, C. W., 1949: Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrologie). — 1—414. Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer).

Erhardt, W., 1931: Der Staufen. Geologische Aufnahme der Berge zwischen Reichenhall und Inzell. — Wiss. Veröff. D.Ö.A.V. **11**, 1—52. Innsbruck.

Geyer, G., 1901: Geologische Aufnahmen im Weißenbachtale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). — Verh. k. k. geol. R.-A. 1901, 113—139. Wien.

Hahn, F. F., 1912: Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. — Verh. k. k. geol. R.-A., 1912, 337—344. Wien.

Holler, H., 1951: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **96**, 69—75. Wien.

Jacobshagen, V., 1961: Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1961, 477—483. Stuttgart.

Johnson, J. H., 1951: An Introduction to the Study of organic Limestones. — Quart. Colorado School of Mines **46**, 1—185. Golden, Colo.

Kittl, E., 1891—1894: Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. — Ann. k. k. nat.-hist. Hofmus. Wien. — 1. Teil: **6**, 166—262; 2. Teil: **7**, 35—98; 3. Teil: **9**, 142—278. Wien.

Knauer, J., 1938: Die Herkunft der Blei- und Zinkerze im Rauschenberg-Gebiet bei Inzell. — Abh. geol. Landesuntersuchg. am Bayer. Ob.-Bergamt **30**, 1—13. München.

Kockel, C. W.; M. Richter & H. G. Steinmann, 1931: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. D.Ö.A.V. **10**, 1—231. Innsbruck.

Leuchs, K. & Mosebach, R., 1936: Die spätladinische Hebung. — Zbl. Mineral. etc., 1936 B, 1—12. Stuttgart.

Maucher, A., 1954: Zur „alpinen Metallogenese" in den bayerischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach. — Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt. 3. F., **4**, 454-463. Wien.

Mojsisovics, E. v., 1869: Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. — Jb. k. k. geol. R.-A. **19**, 91—149. Wien.

Mojsisovics, E. v., 1893: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke, Bd. 2. — Abh. k. k. geol. R.-A. **6**, 1—834. Wien.

Mojsisovics, E. v.; W. Waagen & C. Diener, 1895: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. — S.-B. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **104**, 1—32. Wien.
Mylius, H., 1916: Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. — N. Jb. Mineral. etc., 1916, 10—40. Stuttgart.
Nöth, L., 1926: Der geologische Aufbau des Hochfelln-Hochkienberggebietes. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **53** B, 409—510. Stuttgart.
Pia, J., 1926: Pflanzen als Gesteinsbildner. — 1—356. Berlin (Borntraeger).
Pöschl, A., 1962: Der geologische Bau des Gebietes zwischen Urschlauer-Ache und Seen-Tal in den Chiemgauer Alpen. — 1—61, Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München.
Rothpletz, A., 1891: Fossile Kalkalgen aus den Familien der Codiaceen und der Corallineen. — Z. dtsch. geol. Ges. **43**, 295—322. Berlin.
Rothpletz, A., 1894: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. — 1—268. Stuttgart (E. Schweizerbart).
Schindewolf, O. H., 1960: Stratigraphische Methodik und Terminologie. — Geol. Rdsch. **49**, 1—35. Stuttgart.
Schmidt, M., 1928: Die Lebewelt unserer Trias. — 1—461. Öhringen (Rau).
Schneider, H.-J., 1953: Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk östlich der Loisach. — 1—131, Ungedr. Diss. Univ. München.
Schneider, H.-J., 1954: Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., N.F. **66**, 1—37. München.
Schneider, H.-J., 1957: Diskussionsbeiträge zur „Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen". — Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **102**, 226—256. Wien.
Schulz, O., 1955: Ein neuer Aufschluß der stratigraphischen Grenze Wettersteinkalk-Raibler Schichten. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh. **100**, 103—108. Wien.
Schulz, O., 1960: Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max). — Carinthia II, **22**. Sond.-H., 1—93. Klagenfurt.
Spengler, E., 1951: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. — In: Schaffer, F. X., Geologie von Österreich, 302—412. Wien. (Deuticke).
Suess, E., 1867: Raibl. — In: Suess, E. & Mojsisovics, E. v., Studien über die Gliederung der Trias- und Jura-Bildungen in den östlichen Alpen. — Jb. k. k. geol. R.-A., **17**, 553—582. Wien.
Taupitz, K.-C., 1954: Die Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. — 1—120, Ungedr. Diss., Bergakad. Clausthal.
Wöhrmann, S. v., 1889: Die Fauna der sog. Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayrischen Alpen. — Jb. k. k. geol. R.-A. **39**, 181—258. Wien.
Wöhrmann, S. v., 1893: Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Jb. k. k. geol. R.-A. **43**, 617—768. Wien.
Wöhrmann, S. v. & Koken, E., 1892: Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. — Z. dtsch. geol. Ges. **44**, 167—223. Berlin.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 3 107—122 München, 1. Nov. 1963

Der Aufbau der mikropaläontologischen Abteilung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München

Von Herbert Hagn & Dietrich Herm, beide München[1])

Mit 3 Abbildungen und Tafel 7—8

Zusammenfassung

Es werden Fragen der Organisation von mikropaläontologischen Sammlungen behandelt. Als Beispiel wurde der Aufbau der mikropaläontologischen Abteilung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München geschildert. Die Gliederung des sehr verschiedenartigen Materials und seine Erfassung in Karteien wird ausführlich dargestellt.

Summary

Methods and ways to establish a functional collection of objects for effective work in micropaleontology are discussed. The Munich collection (Division of the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie) demonstrates one of these possibilities. Attention is given to classification of various micropaleontological objects for collection use and their cataloguing.

Inhalt

1. Vorbemerkungen 108
2. Die Aufbewahrung des Materials 110
2.1. Sammlungsschränke 110
2.2. DMW-Zellen 111
2.3. Zubehör 111
3. Der Aufbau der Sammlung 112
3.1. Schlämmproben 112
3.2. Einzelobjekte 116
3.3. Gesteinsschliffe 118
3.4. Fossilschliffe 120
3.5. Typen und Typoide 120
4. Schriftenverzeichnis 122

[1]) Prof. Dr. Herbert Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie, München 2, Richard-Wagner-Str. 10/II. Dr. Dietrich Herm, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München 2, Richard-Wagner-Str. 10/II.

1. Vorbemerkungen

Vor wenigen Jahren veröffentlichte Boltovskoy (1958) einen Aufsatz über die Organisation von Foraminiferen-Sammlungen, in dem er die Erfahrungen, die er beim Aufbau seiner eigenen Sammlung gewonnen hatte, mitteilte. Seine Ausführungen waren für uns von besonderem Interesse. Einmal gibt es nicht sehr viele Arbeiten, die sich mit dem Aufbau bzw. der Organisation einer mikropaläontologischen Sammlung befassen. Es besteht zwar kein Mangel an Publikationen über Methodik und Technik auf dem Gebiet der Mikropaläontologie (Aufbereiten, Schlämmen, Schleifen usw.), doch fehlt es, von Ausnahmen (z. B. Schenck & Adams, 1943) abgesehen, an Darstellungen der verschiedenen möglichen Ordnungsprinzipien, die bei der Bewältigung und Anordnung des meist ungeheuer großen und äußerst vielfältigen Sammlungsmaterials unabdingbar notwendig sind. Ferner gestattet die Arbeit Boltovskoy's einen wünschenswerten Vergleich mit einer anderen größeren Sammlung. Seit dem Jahre 1952 ist der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München eine mikropaläontologische Abteilung angegliedert, in der Mikrofossilien der verschiedensten systematischen Zugehörigkeit aufbewahrt werden, wenn auch Foraminiferen in ihr den größten Platz einnehmen. In den vergangenen zehn Jahren wurde die Sammlung immer weiter ausgebaut; dabei wurde versucht, durch die Anlage eines differenzierten Karteisystems eine strenge und sinnfällige Ordnung einzuführen, die eine rasche und sichere Benützung des aufbewahrten Materials nach allen wissenschaftlichen Gesichtspunkten erlaubt. Die Arbeiten wurden bis 1957 von H. Hagn durchgeführt; seitdem wurde er durch die Mitarbeit von D. Herm unterstützt. Wenn auch zehn Jahre im allgemeinen keine allzu lange Zeit darstellen, so soll uns dieses „Jubiläum" doch ein Anlaß sein, auch unsererseits über Erfahrungen zu berichten und über bewährte Einrichtungen Mitteilung zu machen. Es wird dabei der Hoffnung Ausdruck gegeben, daß der eine oder andere Fachgenosse durch unseren Bericht Anregungen für seine eigene Sammlung empfangen möge.

Zu Beginn der Arbeit stand nur sehr wenig älteres Material zur Verfügung, da die früheren Sammlungsbestände im zweiten Weltkrieg fast ganz vernichtet wurden. So haben z. B. die Typen und Typoide zu den Arbeiten von J. G. Egger, C. W. Gümbel und C. Schwager den Krieg nicht überdauert. Lediglich das Belegmaterial zu Schafhäutl (1863), Kuhn (1933) und Traub (1938) ist erhalten geblieben. Gerettet wurde ferner Topotypmaterial (Autotopohylen) aus dem Eozän des bayerischen Helvetikums (Gümbel, 1868), das die Inventarnummer 1873 III G trägt (vgl. hierzu Hagn, 1955, S. 48). Schließlich sind noch einige wenige Einzelobjekte zu erwähnen, die ihren Platz in der ehemaligen Schausammlung hatten und ausgelagert wurden, so daß sie der Zerstörung entgingen (z. B. *Orbitopsella circumvulvata* [Gümbel] = *O. praecursor* [Gümbel] aus dem Trientiner Jura und *Nummulites planulatus* [Lam.] aus dem Cuis des Pariser Beckens).

Durch intensive Neuaufsammlungen ist es in den vergangenen zehn Jahren gelungen, ein reiches Material zusammenzutragen. Im einzelnen läßt sich der Zuwachs auf folgende Gruppen aufteilen:

1. Belegmaterialien zu Diplom- und Doktorarbeiten, die im Institut für Paläontologie und historische Geologie oder in benachbarten Instituten angefertigt wurden.

2. Belegmaterialien zu Arbeiten von Angehörigen des genannten Instituts und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie.

3. Materialien für künftige Publikationen, die auf zahlreichen Exkursionen im In- und Ausland aufgesammelt wurden.

4. Materialien, die von auswärtigen Personen zur Bestimmung übergeben bzw. übersandt und der Sammlung überlassen wurden.

5. Vergleichsmaterial (häufig Autotopohylen und Topohylen) aus fast allen Formationen und Teilen der Erde, das meist auf dem Tauschweg erhalten wurde.

Der Wert von Vergleichsmaterial für paläontologische Forschungen braucht nicht mehr betont zu werden. Die mikropaläontologische Abteilung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie enthält heute Objekte aus Fundschichten vom Kambrium bis zur Jetztzeit. Die Fundorte verteilen sich auf über 40 Länder aller Erdteile. Es seien genannt: Ägypten, Algerien, Argentinien, Australien, Barbados, Belgien, Brasilien, Chile, Dänemark, Deutschland, Dominikanische Republik, Ecuador, England, Frankreich, Griechenland, Guatemala, Haiti, Holland, Indien, Israel, Italien, Japan, Jugoslawien, Kolumbien, Kuba, Libyen, Marokko, Mexico, Neuseeland, Österreich, Pakistan, Peru, Portugal, Schweden, Schweiz, Spanien, Trinidad, Tschechoslowakei, Türkei, Tunesien, Ungarn, USA und Venezuela. Hinzu kommen noch rezente Materialien aus verschiedenen Meeren (z. B. Nördliches Eismeer, Pazifik, Antarktis).

Bei der Anlage der vorliegenden Sammlung wurde besonders darauf geachtet, daß eine unbeschränkte Ausbaufähigkeit gewährleistet ist. Die einzelnen Objekte wurden daher nicht nach regionalen oder stratigraphischen Gesichtspunkten angeordnet, sondern nach dem Prinzip der laufenden Nummer eingestellt. Eine Ausnahme hiervon macht lediglich die systematisch geordnete Gattungs- und Artensammlung, worauf später (S. 115) noch eingegangen werden wird. Das umfangreiche Karteisystem hat nicht nur die Aufgabe, mit seiner Hilfe eine Probe rasch ermitteln zu können, sondern es soll auch durch immer neue Einträge Kenntnisse speichern und so auf dem jeweiligen Wissensstand gehalten werden. Die Karteien sollen ferner zwischen den einzelnen Abteilungen der Sammlung vermitteln und überleiten. Auf diese Weise sollte verhindert werden, daß eine „tote" Ansammlung von Sammlungsgegenständen entsteht; das Ziel war vielmehr, eine Arbeitssammlung zu schaffen, die allen Anforderungen der modernen Forschung gerecht wird.

Es darf noch erwähnt werden, daß aus Raumgründen vorerst keine Schausammlung gestaltet werden kann. Außerdem ist nachzutragen, daß neben der in dieser Arbeit beschriebenen Sammlung noch eine Foraminiferen-Lehrsammlung besteht, die im Unterricht Verwendung findet.

Im Rahmen der vorliegenden Ausführungen soll auf technisch-präparative Fragen nur insoweit eingegangen werden, als dies unbedingt notwendig ist. Es kann an dieser Stelle auf die zusammenfassenden Darstellungen von Schenck & Adams (1943), Hiltermann (in Freund, 1958) und McLean (1959—1961) ver-

wiesen werden. Es soll aber nicht unerwähnt bleiben, daß wertvolle Beiträge zu diesem Thema den deutschen Mikropaläontologen A. Franke, F. E. Hecht, E. Triebel und C. A. Wicher zu verdanken sind.

Unser besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Dr. R. Dehm, dem Direktor der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, für sein stetes Interesse, das er dem Ausbau der mikropaläontologischen Abteilung entgegengebracht hat. Es ist uns außerdem eine angenehme Pflicht, all denen zu danken, die durch Überlassung von Proben und Fossilien den Ausbau der Sammlung gefördert haben.

2. Die Aufbewahrung des Materials

2.1. Sammlungsschränke

Zur Aufnahme des Sammlungsmaterials stehen vier Schranktypen zur Verfügung: Präparatenschränke, in denen die Zellen mit Mikrofossilien aufbewahrt werden; Rückstandsschränke, welche die Glasröhrchen mit den feineren Schlämmrückständen enthalten; Dünnschliffschränke, welche die Schliffpräparate aufnehmen, und schließlich gewöhnliche Gesteinsschränke, welche für die Aufbewahrung von isolierten Großforaminiferen, Handstücken mit Mikrofossilien sowie von Grobrückständen bestimmt sind. Sämtliche Schränke sind Sonderanfertigungen und wurden nicht vom Handel bezogen, sondern entweder in der eigenen Schreinerei oder durch Münchener Schreinereiwerkstätten gefertigt.

Die Präparatenschränke (Taf. 7, Fig. 1) enthalten zwei Reihen mit je 58 Trägern, wovon jeder Träger sechs Reihen à 16 Zellen in einer Schicht aufnimmt. Insgesamt können in einem derartigen Schrank daher ca. 11 200 Zellen untergebracht werden. Die Größe der Träger beträgt 63 × 48,5 cm. Jeder Träger läßt sich aus dem Schrank herausziehen, ohne daß die benachbarten Träger bewegt werden müssen. Ein weiterer Vorteil ist die Übersicht über zahlreiche Zellen. Als Nachteil mag gewertet werden, daß die einzelnen Träger zu groß sind, um sie unter das Binokular schieben zu können. Die Zellen müssen daher einzeln mikroskopiert werden.

Die Rückstandsschränke (Taf. 7, Fig. 2) umfassen fünf Reihen zu je 30 Trägern. Jeder Träger kann 40 Glasröhrchen aufnehmen. Es haben somit in einem solchen Schrank 6000 Rückstände Platz. Die Glasröhrchen liegen in kleinen, ausgefrästen Mulden, so daß sie ihre Lage nicht verändern können. Die Träger sind 37,5 × 18,5 cm groß. Die Länge der Glasröhrchen beträgt 6,6 cm, ihr Durchmesser 1,5 cm. Sie werden mit Korkpfropfen verschlossen. Ein Blick auf einen gefüllten Träger läßt nicht nur sogleich die Nummer des gesuchten Rückstandes erkennen, sondern gibt auch einen ersten Überblick über die lithologische Beschaffenheit der einzelnen Schlämmrückstände.

Die Schliffschränke (Taf. 7, Fig. 3) sind für Schliffe in folgenden Größen eingerichtet: 48 × 28 mm, 76 × 26 mm und 60 × 40 mm. Die Schliffe werden stehend aufbewahrt, daher kann ein einzelner Träger für die beiden letztgenannten Schliffgrößen 150 Schliffe aufnehmen. Die Träger, die für das kleinste Schliffformat bestimmt sind (im Bild ganz rechts), sind aus räumlichen Gründen nur für

die Aufnahme von 50 Schliffen gedacht. Die Maße eines Trägers für 150 Schliffe betragen 41 × 26,5 cm, diejenigen eines Trägers für 50 Schliffe 41 × 10 cm. Insgesamt ist in einem Schliffschrank Platz für mehrere Tausend Schliffe vorhanden.

Ferner werden Material-(Gesteins-)Schränke für die Aufbewahrung größerer Objekte (z. B. Handstücke mit Großforaminiferen) verwendet, wie sie auch in den übrigen Abteilungen der Bayerischen Staatssammlung in Gebrauch sind. Die Materialschränke sind aus Holz gefertigt, bestehen aus einem Unter- und Oberteil und sind durch je zwei Türen gegen Eindringen von Staub geschützt. Die Außenmaße des Unterteils sind: Höhe 118 cm, Breite 148 cm, Tiefe 70 cm. Das Oberteil ist 100 cm hoch; Breite und Tiefe entsprechen dem Unterteil. Das Unterteil faßt 18, das Oberteil 16 Schubläden. Ihre Außenmaße betragen einheitlich 68,8 cm Breite, 64,4 cm Tiefe und 10 cm nutzbare Höhe.

2.2. DMW-Zellen

Mikrofaunen und isolierte kleinere Mikrofossilien werden in schwarzen Kunststoffzellen aufbewahrt. Ihre Urform ist die Zelle, die von Hagn (1952) beschrieben und abgebildet wurde. Inzwischen wurde diese Zelle mehrfach verbessert von der Fa. A. de Myttenaere in München als DMW-Zelle in den Handel gebracht. Ihre Länge beträgt 76 mm, ihre Breite 26 mm und ihre Dicke 4 mm. Es handelt sich demnach um das englische Format. Der Durchmesser der Zellenöffnung mißt 12 mm, die Tiefe der Höhlung ist mit 2 mm anzugeben. Das Deckglas, das aus durchsichtigem Kunststoff besteht, wird durch mehrere Vorsprünge der Zelle an diese selbst angepreßt. Dadurch wird ein Herausfallen auch der kleinsten Formen beim Transport verhindert.

Die Fa. A. de Myttenaere besteht nicht mehr. Die DMW-Zelle wird aber von der Fa. Böhm & Wiedemann in Eching bei München weiter geliefert. Eine ähnliche Zelle wird seit einiger Zeit von der Fa. Fema, Salzgitter, hergestellt und vertrieben.

Die Zellen werden ohne Etikett geliefert, damit auf ihnen vor der endgültigen Etikettierung Arbeitsvermerke angebracht werden können. Die Etiketten werden später mit dem Etikettierleim „Planatol 223/A" der Fa. W. Hesselmann, Rosenheim-Thansau/Obb., auf die Zellen geklebt.

Andere Zellentypen werden im allgemeinen nicht benützt; in Ausnahmefällen werden allerdings sog. „Plummer-Zellen" (Sammelzellen) verwendet, die von der Fa. Fema, Salzgitter, bezogen werden.

Zellen, die von ausländischen Kollegen stammen, werden in der Regel nicht umgefüllt, sondern als Vergleichsmaterial der Sammlung einverleibt. Dies geschieht auch dann, wenn die Zellen von den von uns verwendeten nicht unerheblich abweichen.

2.3. Zubehör

Die bereits genannten Glasröhrchen (S. 110), die zur Aufnahme der feineren Schlämmrückstände dienen, werden von Glasbläsereien bezogen. Es empfiehlt sich, jeweils größere Mengen zu bestellen, damit die Maße nicht von Sendung zu Sendung schwanken.

Für die Aufbewahrung von Schlämmrückständen, die in den Röhrchen keinen Platz mehr finden (pro Probe wird ein Röhrchen angelegt), finden Papiertüten in der Größe 11,5×16,5 cm Verwendung. Da diese an den Ecken meist nicht ganz dicht sind, wird der Rückstand zuerst in ein Zellophantütchen geschüttet, das seinerseits in die Papiertüte gesteckt wird. Grobrückstände werden in gewöhnlichen Sammeltüten aus stärkerem Papier (meist 28×12,5 cm), wie sie in vielen Schreibwarengeschäften erhältlich sind, aufbewahrt.

Isolierte Großforaminiferen werden nicht lose in die Sammlungsschachteln gelegt, sondern in zweiteiligen sog. Klarsichtdosen aus Plexiglas aufbewahrt. Auf diese Weise wird eine Vermischung verschiedener kleinerer Objekte untereinander ausgeschlossen. Die von uns bevorzugten Größen sind 6,8×6×2,6 cm, 5,5×3,5×2 cm und 4,9×3,9×0,5 cm.

Bei der Aufbewahrung von Großforaminiferen und Handstücken mit Mikrofossilien werden die Sammlungsschachteln sowie die Etiketten der übrigen Abteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie verwendet.

3. Der Aufbau der Sammlung

3.1. Schlämmproben

Unter den Materialien, die während eines Jahres in die mikropaläontologische Sammlung aufgenommen werden, überwiegen bei weitem die Schlämmproben. Strenggenommen müßte man zwischen Schlämmproben und Schlämmrückständen unterscheiden, da die meisten Vergleichsproben, die der Sammlung überlassen werden, bereits geschlämmt sind.

Gesteinsproben, die noch nicht geschlämmt sind, werden in einem unserer beiden Schlämmräume mit der Wick'schen H_2O_2-Methode aufbereitet. In den wenigen Fällen, in denen durch diese Methode nicht die gewünschte Wirkung erzielt wird (z. B. bei Gesteinen mit einem sehr großen Porenvolumen, wie Tuffkreide, Schreibkreide u. dgl.), wird die Glaubersalz-Methode von Wicher angewendet. Jede geschlämmte Probe wird in der richtigen Reihenfolge in ein Schlämmbuch (ein gewöhnliches Wachstuchheft) eingetragen. Wichtige Vermerke sind: Tag des Schlämmens, Nummer des Siebes, Name der schlämmenden Person sowie Kurzbezeichnung der geschlämmten Probe. Wird der Schlämmrückstand in die Sammlung eingestellt, wird gleichzeitig auch die Sammlungsnummer (s. unten) im Schlämmbuch vermerkt. Auf diese Weise werden Verunreinigungen, die sich beim Schlämmen erfahrungsgemäß nie ganz vermeiden lassen, meist sehr rasch entdeckt, so daß sie bei der wissenschaftlichen Auswertung des Schlämmgutes keinen Schaden mehr anrichten können.

Wir unterscheiden einen Grob- und einen Feinrückstand. Ersterer wird dadurch erhalten, daß das Schlämmgut durch ein Haushaltssieb passiert wird, dessen Maschenweiten um 1 mm herum liegen. Die kleineren Korngrößen werden

durch ein Sieb mit den Maschenweiten 0,1 bzw. 0,06 mm geschlämmt. Diese ergeben den Feinrückstand. Grob- und Feinrückstände werden getrennt getrocknet und weiterbehandelt.

Was geschieht nun mit einem Schlämmrückstand, der in die Sammlung eingestellt werden soll?

Zunächst einmal wird die laufende Nummer der Probe bestimmt. Sie allein ist das Ordnungsprinzip, dem alle anderen Überlegungen untergeordnet werden. Der Auf- und Ausbau der Sammlung erfolgt daher nach chronologischen Gesichtspunkten, und die Sammlung kann sich beliebig ausdehnen.

Aus einer bestimmten Sammlungsnummer kann daher, wenigstens im allgemeinen, auf den ungefähren Zeitpunkt der Aufnahme einer Probe in die Sammlung geschlossen werden. Allerdings gibt es hiervon auch Ausnahmen. Nicht selten handelt es sich nämlich bei einem Neuzugang um eine größere Zahl von Schlämmproben oder -rückständen, die infolge Zeitmangels nicht sogleich verarbeitet werden können. Um aber doch noch nach Jahren die zeitliche Aufeinanderfolge der einzelnen Neuzugänge zu kennen, haben wir ein „Vor-Inventar" angelegt. Dieses besteht aus einem Leitzordner, in den sofort nach Eingang einer Probe oder Probenserie, aber auch irgendeines anderen mikropaläontologischen Objekts eine Art Fragebogen abgelegt wird, der die wichtigsten Angaben über das Material, und seien es auch nur vorläufige, enthält. Wenn die so erfaßten Proben in die Sammlung eingestellt werden, werden in die mit einem geeigneten Vordruck versehenen Fragebögen die vergebenen Sammlungsnummern eingetragen. Auf diese Weise ist das „Vor-Inventar" zu einem sehr wichtigen Teil unseres Archivs geworden.

Als weiterer Schritt erfolgt das Auslesen des Feinrückstandes. Hierbei wird eine Faunenzelle (wir nennen sie auch „Mutterzelle") angelegt, die einen repräsentativen Querschnitt durch die betreffende Mikrofauna enthalten soll. Es werden demnach nicht nur Foraminiferen, sondern auch alle übrigen Mikrofossilien berücksichtigt. In der Regel wird nur ein Teil des Rückstandes ausgelesen. Ist der Schlämmrückstand infolge Sand- oder Glaukonitgehalts sehr umfangreich, kann eine Zerlegung in einzelne Korngrößen mittels Prüfsieben (auf trockenem Wege) die Arbeit erleichtern. Für die Aufbewahrung werden die verschiedenen Korngrößen dann wieder miteinander vereinigt, da eine getrennte Aufbewahrung zuviel Platz beanspruchen würde. In manchen Fällen, z. B. bei Meeressanden, in denen die Gehäuse von Foraminiferen luftgefüllt sind, kann die Fauna auch durch die Anwendung von Schwereflüssigkeiten, z. B. von Tetrachlorkohlenstoff, angereichert werden.

Anschließend wird der Grobrückstand ausgelesen. Meist enthält er nur wenige Organismenreste, die dann in die oben erwähnte Mutterzelle gelegt werden. Gelegentlich ist er aber auch sehr fossilreich (z. B. an Nummuliten, Bryozoen u. dgl.). In diesem Fall wird eine zweite Mutterzelle angelegt; außerdem wird auch der Grobrückstand in einer Papiertüte (S. 112) aufgehoben.

Nicht selten enthält der vorliegende Schlämmrückstand Arten von Mikrofossilien, die man sofort bestimmen kann und die man für spätere Artenvergleiche isolieren möchte. Die Gehäuse dieser Arten werden, jede Art für sich, in Artenzellen aufbewahrt. Selbstverständlich können einzelne Arten auch später, zu jedem beliebigen Zeitpunkt, der Mutterzelle entnommen oder noch zusätzlich aus dem Schlämmrückstand ausgelesen werden.

Nun wird der Schlämmrückstand in ein Glasröhrchen gefüllt. Ist mehr Rückstand vorhanden als in dem Röhrchen Platz findet, so wird der Rest in einer oder mehreren Tüten aufbewahrt, die auf der Vorderseite die wichtigsten Angaben über die jeweilige Probe in Schreibmaschinenschrift tragen.

Mutterzelle, Artenzellen und Rückstandsröhrchen werden jetzt etikettiert (vgl. hierzu Taf. 8, Fig. 1—2). Jede Zelle sowie das Röhrchen tragen die laufende Nummer. Eine Verwechslung ist damit ausgeschlossen. Die Mutterzelle wird nun in den Präparatenschrank zu den übrigen Mutterzellen gelegt (Anordnung nach der laufenden Nummer). Es ist dies unsere Regional-Stratigraphische Sammlung, die einen raschen Vergleich der einzelnen Faunengemeinschaften erlaubt. Die Artenzellen kommen ebenfalls in den Präparatenschrank, aber in die Systematische Sammlung (s. unten). Das Röhrchen mit dem Rückstand schließlich findet seine Aufnahme im Rückstandsschrank.

Das Ausfüllen eines Blattes unserer Schlämmrückstandskartei ist der letzte Arbeitsvorgang. Die Karteikarten haben eine hellblaue Farbe und sind auf beiden Seiten mit Vordrucken versehen. Zum besseren Verständnis sei eine kurze Erklärung der einzelnen Einträge (zunächst auf der Vorderseite) gegeben:

Sammlung München Nr.: Hier wird die laufende Nummer einer jeden Probe eingetragen (s. oben).

Erwerb: Die Angabe des Sammlers (leg.) oder des Spenders (ded.) einer Probe erscheint wichtig, um in bestimmten Fällen Nachforschungen über die Herkunft einer wissenschaftlich wertvollen Probe anstellen zu können.

Inventar-Nr.: Sämtliche Objekte der vorliegenden Sammlung werden in das Inventarbuch der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie eingetragen.

Geschlämmt von und am: Diese Angaben erleichtern das Auffinden der Probe im Schlämmbuch (s. S. 112).

Fundort, Fundschicht und Gestein: Hierzu bedarf es wohl keiner Erklärung.

Region: z. B. Wiener Becken, Vorlandmolasse, Pyrenäenvorland.

Arbeits-Nr. bzw. frühere Sammlungs-Nr.: Bei Aufsammlungen im Gelände erhält jede Probe eine Nummer, die auch in das Feldbuch eingetragen wird. Wird die Probe geschlämmt, so erscheint dieselbe Nummer im Schlämmbuch. Es ist daher notwendig, daß diese vorläufige Nummer auch auf der Karteikarte vermerkt wird. Zugleich ermöglicht sie, im Feldbuch nach weiteren Angaben (z. B. Profilskizzen) über die Probe zu suchen. Die Angabe einer früheren Sammlungsnummer ist notwendig, wenn der Rückstand aus einer anderen Sammlung stammt. Damit sind bei Bedarf jederzeit Rückfragen möglich.

Ausgelesen von: Nicht jeder Bearbeiter ist gleich vertrauenswürdig. Gegebenenfalls ist dieser Angabe zu entnehmen, daß der Rückstand noch nachzulesen ist.

Rückstand erschöpft: Von manchen Proben ist nur sehr wenig Rückstand vorhanden. Bei sehr armen Faunen wird außerdem eine Probe meist quantitativ ausgelesen. Der spätere Bearbeiter erspart sich daher bei dieser Probe die Mühe des weiteren Auslesens.

Tüte vorhanden: Ist mehr Rückstand vorhanden als im Rückstandsröhrchen Platz hat, wird dieser in eine Tüte gefüllt (s. oben).

Rohmaterial vorhanden: Ist von einer Probe genügend Rohmaterial vorhanden, werden einige Stückchen des Gesteins ungeschlämmt aufbewahrt. Man kann dann auch noch später die lithologischen Merkmale der ursprünglichen Probe (Farbe, Bruch u. dgl.) erkennen. Außerdem hat man die Möglichkeit, das Gestein auch nach anderen Mikrofossilien mit anderen Methoden zu untersuchen. Will man z. B. *Discoaster* und andere Coccolithen gewinnen, muß man das Gestein ganz anders behandeln als oben angegeben.

Fauneninhalt: Es soll nach Möglichkeit mit wenigen Worten eine treffende Charakterisierung der Fauna gegeben werden, um schon aus der Karteikarte erkennen zu können, ob sich das Studium der betreffenden Fauna lohnt.

Literatur: Ein Sammlungsgegenstand wird um so wertvoller, je öfter über ihn publiziert wurde. Aus diesem Grund wird der Vermerk gemacht, ob Belegmaterial, Autotopohyle oder Topohyle vorliegt. Außerdem enthält diese Angabe auch häufig einen Hinweis auf Bestimmungsliteratur.

Am linken unteren Rand wird die Karteikarte von demjenigen, der die Probe in die Sammlung einstellt, handschriftlich signiert.

Auf der Rückseite der blauen Karteikarte werden die aus der Mutterzelle isolierten Gattungen und Arten eingetragen. Die Artenzellen stehen in der Systematischen Sammlung an der jeweiligen Stelle im System. Als Grundlage wurde das System von CUSHMAN gewählt, doch wird seine Anordnung der Familien und Gattungen entsprechend den Neuerkenntnissen der Wissenschaft von Fall zu Fall verändert.

Die Gehäuse werden in den Artenzellen im allgemeinen nicht mit Klebstoffen befestigt. Dadurch ist eine rasche Untersuchung der Gehäuse bei Vergleichen möglich. Lediglich die Typen und Typoide (s. S. 120) werden mit Traganth am Zellenboden angeklebt.

Über eine Artenkartei verfügt die vorliegende Sammlung nicht. Sie wurde zwar zunächst begonnen, doch später nicht mehr weitergeführt. Sie hat sich als nicht unbedingt erforderlich erwiesen. Sie wird sozusagen durch die Objekte selbst ersetzt, da angestrebt wird, von ein und derselben Art Zellen von verschiedenen Fundpunkten und, wenn notwendig, auch aus verschiedenen Fundschichten anzulegen. Das genügt für eine Sammlungsbestimmung; bei einer späteren wissenschaftlichen Bearbeitung einer Art oder einer Artengruppe muß man ohnehin die gesamte Literatur zu Rate ziehen.

Nicht selten kommt es vor, daß sich der Name einer Gattung oder Art ändert; manchmal ist auch der Autorenname zu ersetzen. Die Gründe hierfür können verschieden sein: Aufsplitterung einer Gattung oder Art, Fehlbestimmungen usw. Da es nicht wünschenswert ist, die ursprünglichen Etiketten der Artenzellen (die in der Regel ja die Handschrift des Bearbeiters zeigen) durch Durchstreichen der alten Angaben und durch Hinzufügen der neuen Bezeichnungen zu verbessern, wurde ein einfaches Punktsystem eingeführt, um auf Veränderungen aufmerksam zu machen. Ändert sich der Name der Gattung, so wird im linken unteren Eck des linken Etiketts mit roter Tusche ein kleiner Punkt gemacht. Ist der Art- und/oder der Autorenname zu ersetzen, so werden an derselben Stelle zwei Punkte gesetzt. Drei Punkte bedeuten, daß Gattungs-, Art- und Autorennamen nicht mehr zutreffen. Die neuen Namen werden auf kleinen, weißen Karteikarten vermerkt, die alphabetisch (nach den alten Bezeichnungen) angeordnet werden. Zusätzliche Literaturhinweise auf diesen Karteikarten erleichtern auch in Zukunft die Bestimmung dieser oder verwandter Arten.

Es kann aber auch vorkommen, daß sich die Angabe der Fundschicht ändert. In diesem Fall wird ein Punkt aus roter Tusche im rechten unteren Eck des rechten Etiketts gemacht. Gleichzeitig werden auf einem weiteren Karteiblatt, das dieselbe Größe und Farbe wie die in Taf. 8, Fig. 1—2 gezeigte Karteikarte besitzt, jedoch keine Vordrucke aufweist, alle Neuerkenntnisse vermerkt. Es hat sich bewährt, die zu ändernden Angaben auf der Hauptkarteikarte durch Zeichen (z. B. 1), 2) usw.) kenntlich zu machen und diese Zeichen auf dem Ersatzblatt zu wiederholen.

Zum Schluß sei noch eine kleine, weiße Karteikarte erwähnt, die in Taf. 8, Fig. 2 im rechten unteren Teil abgebildet ist. Wie oben ausgeführt, werden die einzelnen Proben nach laufenden Nummern und nicht nach regionalen oder stratigraphischen Gesichtspunkten angeordnet. Um nun z. B. eine Probe aus dem Eozän von Italien in kürzester Zeit zu ermitteln, bedarf es einer Suchkartei. Diese kleine Karteikarte, die einige Angaben der großen Karteikarte enthält, wird nach regionalen Gesichtspunkten geordnet. Innerhalb einer Rubrik (z. B. inneralpines Tertiär) stehen die Karteikarten in stratigraphischer Reihenfolge (z. B. Lattorf, Rupel, Katt). Wie die Erfahrung gezeigt hat, wird auf diese Weise jeder eingestellte Schlämmrückstand in weniger als einer Minute gefunden.

3.2. Einzelobjekte.

Hierunter sind folgende Sammlungsgegenstände zu verstehen:
Faunenzellen (ohne Schlämmrückstand),
Artenzellen (ohne Schlämmrückstand),
Isolierte Großforaminiferen und Handstücke mit Mikrofossilien,
Gesteinsproben für die Anfertigung von Dünnschliffen.

Einzelobjekte werden ebenfalls der laufenden Nummer nach erfaßt, nur wird der jeweiligen Zahl der Großbuchstabe E vorangestellt. Die hierfür vor-

gesehene Karteikarte ist der sog. E-Zettel (Abb. 1). Für die Aufbewahrung dieser Karteikarten (aus dünnerem Papier) ist nicht, wie im Falle unserer übrigen Karteien, ein Karteikasten, sondern ein Leitzordner bestimmt. Die laufende Nummer wird unabhängig von der Art des Materials (s. oben) vergeben. Lediglich bei Großforaminiferen und Handstücken wird hinter die Nummer noch der Vermerk „GF" (Großforaminiferen) gesetzt, um den Ort der Aufbewahrung anzuzeigen (s. unten). Außerdem werden Gesteinsproben, die nur für die Anfertigung von Dünnschliffen bestimmt sind, nicht aber zugleich ein Handstück für die Großforaminiferensammlung darstellen, nicht in das E-Verzeichnis aufgenommen. Nach Fertigstellung der Dünnschliffe erscheinen sie ohnehin in der Schliffkartei (s. S. 118).

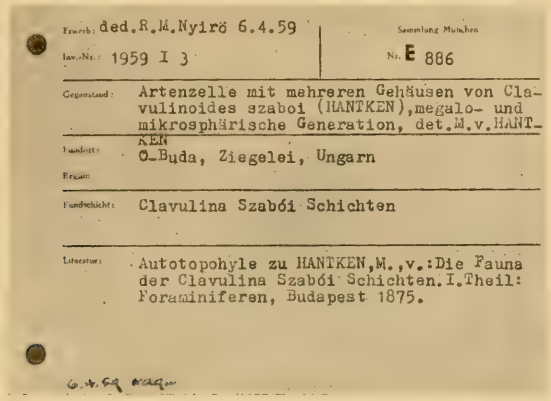

Erwerb.: ded.R.M.Nyirö 6.4.59 | Sammlung München
Lau.-Nr.: 1959 I 3 | Nr. E 886
Gegenstand: Artenzelle mit mehreren Gehäusen von Clavulinoides szaboi (HANTKEN),megalo- und mikrosphärische Generation, det.M.v.HANTKEN
Fundort: O-Buda, Ziegelei, Ungarn
Region:
Fundschicht: Clavulina Szabói Schichten
Literatur: Autotopohyle zu HANTKEN,M.,v.:Die Fauna der Clavulina Szabói Schichten.I.Theil: Foraminiferen, Budapest 1875.

Abb. 1: E-Zettel.

Die Abb. 1 bedarf keiner weiteren Erörterung. Hingegen sollen noch einige Bemerkungen über die sammlungstechnische Behandlung der oben genannten Objekte gemacht werden.

Faunenzellen werden wie gewöhnliche Mutterzellen etikettiert. Anstelle der einfachen Nummer (z. B. 1503) tritt lediglich eine E-Nummer (der laufenden Serie). Auch für eine Faunenzelle der E-Serie wird eine kleine, weiße Karteikarte ausgefertigt, die in die Suchkartei (s. S. 116) eingestellt wird. Denn auch eine derartige Fauna kann zu Faunenvergleichen herangezogen werden. Die Faunenzellen der E-Serie werden ebenfalls im Präparatenschrank aufbewahrt.

Artenzellen der E-Serie werden ähnlich behandelt wie Artenzellen, die von Mutterzellen von Schlämmrückständen abstammen. Sie werden nur nicht auf der Rückseite der blauen Karteikarte eingetragen, sondern für sie wird ein E-Zettel angelegt. Ihre Aufbewahrung erfolgt in der Systematischen Sammlung (s.S.115). Sie werden dort, entsprechend der systematischen Stellung ihres Inhalts, an der in Frage kommenden Stelle eingereiht.

Sammelzellen von Arten, die der Sammlung gelegentlich überlassen werden, werden vorläufig als Sammelzellen mit E-Nummer aufbewahrt. Sobald die Arbeitszeit dies zuläßt, werden die einzelnen Arten in DMW-Zellen überführt und ebenfalls an der entsprechenden Stelle der Systematischen Sammlung eingestellt. Jede dieser Artenzellen erhält die E-Nummer der Sammelzelle.

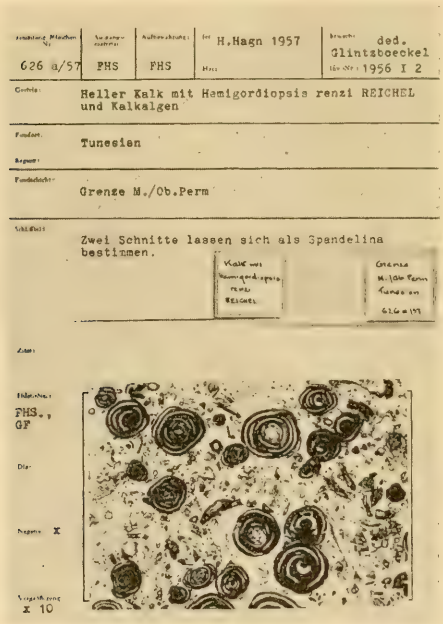
Isolierte Großforaminiferen werden in Klarsichtdosen (s. S. 112) aufbewahrt. Dem Fossilinhalt wird ein kleiner Zettel mit der Sammlungsnummer (z. B. E 903 GF) beigegeben. Die Klarsichtdose wird zusammen mit dem Etikett (s. S. 112) in eine Sammlungsschachtel gelegt, wie sie in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in verschiedenen Größen verwendet wird. Für die Großforaminiferensammlung sind Gesteinsschränke bereitgestellt (s. S. 111).

Für die Aufbewahrung von Handstücken sind keine Klarsichtdosen notwendig. Sie werden zusammen mit dem Etikett unmittelbar in die Sammlungsschachtel gelegt.

Gesteinsproben, die für die Herstellung von Dünnschliffen bestimmt sind, werden bis zu ihrer Verarbeitung ebenfalls in einem Sammlungsschrank aufbewahrt.

3.3. Gesteinsschliffe.

Wie bereits ausgeführt (S. 110), werden in der Schliffsammlung Dünnschliffe verschiedener Größen aufbewahrt. Die drei verwendeten Größen sind 48 × 28 mm, 76 × 26 mm und 60 × 40 mm. Die meisten Schliffe besitzen die Größe 76 × 26 mm. Für jede der genannten Größen besteht eine eigene Nummernserie. Die Schliffnummer 626 a/57 z. B. bedeutet: 626 ist die laufende Nummer der Serie; *a* weist auf einen Gesteinsschliff (im Gegensatz zu *b* für Fossilschliffe, s. S. 120) hin; die Zahl 57 besagt, daß der Schliff im Jahre 1957 in die Sammlung eingestellt wurde. Die Großschliffe (60 × 40 mm) erhalten eine ähnliche Numerierung, doch wird der Zahl ein G vorangestellt (z. B. G 626 a/57). Entsprechend werden die Kleinschliffe (48 × 28 mm) behandelt; anstelle des Buchstabens G tritt lediglich ein E (also E 626 a/57). Auf diese Weise werden fortlaufende Serien erreicht, die klar zu überschauen sind.


626 a/57 | PHS | PHS | H. Hagn 1957 | ded. Glintzboeckel 1956 I 2

Heller Kalk mit Hemigordiopsis renzi REICHEL und Kalkalgen

Tunesien

Grenze M./Ob. Perm

Zwei Schnitte lassen sich als Spandelina bestimmen.

PHS., GF

x 10

Abb. 2: Karteikarte für Gesteinsschliffe.

Die Karteikarten der Gesteinsschliffe (Abb. 2) sind orange. Im einzelnen seien über sie noch folgende Bemerkungen gemacht:

Ausgangsmaterial: FHS bedeutet Foraminiferenhauptsammlung (im Gegensatz zur Lehrsammlung, vgl. hierzu S.109). Dieser Vermerk besagt, daß sich das Handstück, von dem der Schliff hergestellt wurde, in der Hauptsammlung befindet. Der Buchstabe M würde bedeuten, daß noch etwas Rohmaterial vorhanden ist, von dem weitere Schliffe angefertigt werden können.

Aufbewahrung: Bevor der Dünnschliffschrank zur Verfügung stand, wurden die Schliffe gemeinsam mit den Foraminiferenzellen aufbewahrt. Heute wird der Vermerk „SHS", d. h. Schliffhauptsammlung, verwendet. Der eine oder andere Schliff wird auch in der Paläontologischen Lehrsammlung benützt; in diesem Fall trägt die Karteikarte den Vermerk „PLS".

fec.: In dieser Spalte wird diejenige Person angegeben, die den Schliff angefertigt hat.

Harz: Es gibt verschiedene optische Kitte, mit denen Dünnschliffe hergestellt werden können. In den ersten Jahren wurden Kanadabalsam, Caedax, Kollolith oder DMW-Balsam (der Fa. A. de Myttenaere), also natürliche Harze bzw. Harzmischungen, verwendet. Seit mehreren Jahren wird aber den Kunstharzen der Vorrang gegeben. So wurden zahlreiche Dünnschliffe mit dem Polyesterharz Polestar der Bayerwerke Leverkusen hergestellt (vgl. hierzu HAGN, 1953; HAGN & BARTHEL, 1956). Da dieses Präparat aber seit einigen Jahren nicht mehr im Handel erhältlich ist, nehmen wir an seiner Stelle das Harz Akemi der Fa. E. Höntsch, Nürnberg, Hintere Marktstr. 9. Die Erfahrungen, die wir mit den genannten Kunstharzen bei der Herstellung von Dünnschliffen bislang gemacht haben, sind nach wie vor sehr gut.

Schliffbild: Ähnlich wie bei der Rubrik „Fauneninhalt" der blauen Karteikarte für Schlämmrückstände sollen hier kurze Angaben über das Ergebnis der Schliffuntersuchung gemacht werden.

Auf der Rückseite der Karteikarte ist Platz für ein Photo des Schliffs vorgesehen, das einen ersten Überblick über die Mikrofazies des Gesteins vermitteln soll.

Die übrigen Angaben bedürfen keiner Erklärung. Es soll nur noch vermerkt werden, daß die Rückseite der zuletzt gedruckten Karteikarten etwas vereinfacht wurde. So entfallen die Angaben „Zitat" und „Handstück-Nr.". Derartige sowie ergänzende Angaben können auf einer zweiten Karte gemacht werden, die zwar dieselbe Größe und Farbe besitzt wie die beschriebene Karteikarte, die aber keine Vordrucke aufweist (vgl. hierzu S.116). Außerdem ist nachzutragen, daß auch für die Schliffkartei eine kleine, weiße Suchkartei eingerichtet wurde, mit deren Hilfe jeder Schliff in kürzester Zeit ermittelt werden kann.

Abb. 2 zeigt noch die alte Art der Etikettierung. Alle Schliffe, die in den neuen Schliffschrank eingestellt werden, werden so etikettiert, wie es Taf. 7, Fig. 3 erkennen läßt.

3.4. Fossilschliffe.

Fossilschliffe besitzen fast ausschließlich die Größe 76×26 mm. Fast immer handelt es sich um orientierte Schliffe isolierter kleiner paläontologischer Objekte. Sie werden seit vielen Jahren nur mehr mit Kunstharzen hergestellt (s. S.119). Die Serie der Fossilschliffe umfaßt neben zahlreichen Präparaten von Foraminiferen auch viele Schliffe durch Schalen und Gehäuse von Mollusken sowie durch Hartteile anderer Evertebraten. Zahlreiche Schliffe werden daher in der paläontologischen Lehrsammlung verwendet.

Die Karteikarten für Fossilschliffe entsprechen fast ganz den Karten für Gesteinsschliffe. Ihre Farbe ist allerdings hellgelb, so daß sich die Karten der beiden Gruppen gut voneinander abheben. Bezüglich der Schliffnummer vgl. S. 118.

Im einzelnen wäre lediglich noch zur Spalte „Ausgangsmaterial" zu bemerken, daß hier sehr oft Nummern der Schlämmrückstandskartei oder der E-Serie (Einzelobjekte) erscheinen. Dies ist immer dann der Fall, wenn isolierte Foraminiferen verschliffen werden. Selbstverständlich wird auch auf der entsprechenden Karteikarte des Ausgangsmaterials ein Vermerk über den Schliff mit Angabe der Nummer gemacht.

Auch für Fossilschliffe wurde eine kleine, weiße Suchkartei angelegt. Man kann sich an ihr sehr rasch darüber orientieren, ob die Schliffsammlung Schliffe einer bestimmten Gattung oder Art enthält.

3.5. Typen und Typoide.

Wird ein Gehäuse oder ein Schnitt durch ein Gehäuse beschrieben und/oder abgebildet, dann erhält es, je nachdem, den Rang eines Typus oder eines Typoids. Wir unterscheiden folgende Bezeichnungen (vgl. hierzu R. Richter, 1948):

Holotypus: das Gehäuse, auf das eine neue Art begründet wird.

Paratypoid: Gehäuse derselben Art oder Unterart, das gleichzeitig mit dem Holotypus publiziert wird.

Hypotypoid: Gehäuse, das einer bereits bekannten Art oder Unterart angehört, das aber nochmals beschrieben und/oder abgebildet wird.

Belegstück, Gehäuse, dessen artliche Bestimmung nicht ganz gesichert ist (also cf.-, aff.- oder sp.-Bestimmung, offene Nomenklatur).

Für die Kartei der Typen und Typoide wird eine graugelbe Karte verwendet (Abb. 3). Sie ersetzt den Typenkatalog anderer Sammlungen. Auch die Nummern der Typen und Typoide werden der laufenden Nummer nach vergeben. Wichtig ist wieder die Angabe des Ausgangsmaterials (also z. B. die Nummer eines Schlämmrückstands). Erwähnt sei noch, daß die Nummer unserer Typenkartei auf das Karteiblatt des Ausgangsmaterials eingetragen wird.

Auf der Rückseite der Karteikarte ist Platz für Einträge künftiger Bearbeiter. Denn es ist kein seltener Fall, daß ein Hypotypoid in einer späteren Arbeit zum

Holotypus einer neuen Art gemacht wird, während umgekehrt ein Holotypus zu einem Hypotypoid degradiert werden kann, wenn sich nämlich eine Synonymie mit einer bereits bekannten Art herausstellt.

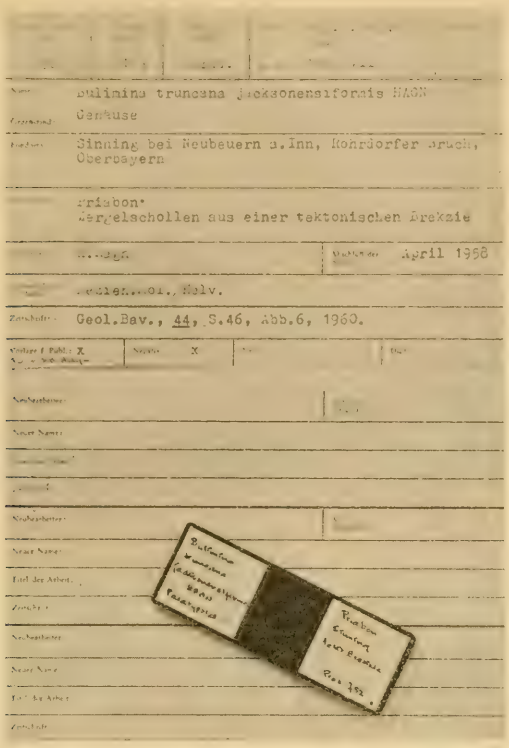


Abb. 3: Karteikarte für Typen und Typoide.

Kommen wir nun zum Schluß. Es mag manchem Leser der Aufbau der vorliegenden Sammlung zu kompliziert erscheinen. Es muß auch zugegeben werden, daß die sammlungstechnische Bearbeitung der verschiedenen mikropaläontologischen Objekte, so wie sie dargestellt wurde, einige Zeit kostet. Andererseits ist zu bedenken, daß das Auffinden einer Probe oder eines Schliffs trotz der Größe der Sammlung kaum Zeit in Anspruch nimmt. Der Zeitaufwand lohnt sich also. Und die peinlichste Ordnung kommt letzten Endes wieder der Wissenschaft zugute.

Boltovskoy, E., 1958: On the organization of foraminiferal collections. — Contr. Cushm. Found. Foram. Res., **9**, 99—102, 4 Abb., Ithaca, N.Y.

Gümbel, C. W., 1868: Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocängebilde. — Abh. k. bayer. Akad. Wiss. II. Cl. **10**, II. Abth., 3—152, Taf. 1—4. München.

Hagn, H., 1952: A new plexiglass slide for microfossils. — The Micropaleontologist **6**, 39—40, 1 Abb. New York.

Hagn, H., 1953: A new method of preparing oriented thin sections of Foraminifera and other small paleontologic specimens. — Ibidem **7**, 34—43, 10 Abb. New York.

Hagn, H., 1955: Zur Kenntnis alpiner Eozän-Foraminiferen III. *Eorupertia cristata* (Gümbel). — Paläont. Z. **29**, 46—73, Taf. 4—6, 2 Abb. Stuttgart.

Hagn, H. & Barthel, K. W., 1956: Neuere Erfahrungen mit Polestar bei präparativen Arbeiten. — Paläont. Z. **30**, 207—212, Taf. 15 Stuttgart.

Hiltermann, H., 1958: Anwendung der Mikropaläontologie in der Geologie, entwickelt durch die Erdölgeologie. — In: Freund, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. II, Teil 3, 13—60, Taf. 1—2, 23 Abb., 1 Tab. Umschau-Verlag, Frankfurt a. M.

Kuhn, O., 1933: Stratigraphische Untersuchungen im Lias bei Bamberg. — Cbl. Miner. etc. B, 8—20, Stuttgart.

McLean, J. D., Jr., 1959—1961: Manual of micropaleontological techniques. — Initial volume and supplements, Alexandria, Virg.

Richter, R., 1948: Einführung in die Zoologische Nomenklatur durch Erläuterung der Internationalen Regeln. — Senckenberg-Buch **15**, 252 S., Verlag Dr. W. Kramer, Frankfurt a. M.

Schafhäutl, K. E., 1863: Süd-Bayerns Lethaea Geognostica. Der Kressenberg und die südlich von ihm gelegenen Hochalpen. — 1—487, 100 Taf., Verlag L. Voss, Leipzig.

Schenck, H. G. & Adams, B. C., 1943: Operations of commercial micropaleontologic laboratories. — J. Pal. **17**, 554—583, Taf. 97, 13 Abb., Menasha, Wis.

Traub, F., 1938: Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel, nördlich von Salzburg. — Palaeontographica **88, A**, 1—114, Taf. 1—8, 2 Abb., 2 Textbeil. Stuttgart.

Tafelerläuterungen

Tafel 7

Fig. 1: Schrank zur Aufnahme der Zellen.
Fig. 2: Schrank zur Aufnahme der Schlämmrückstands-Röhrchen.
Fig. 3: Schrank zur Aufnahme der Dünnschliffe.

Tafel 8

Fig. 1: Vorderseite einer Schlämmrückstands-Karteikarte mit Mutterzelle und Schlämmrückstands-Röhrchen.
Fig. 2: Rückseite einer Schlämmrückstands-Karteikarte mit drei Artenzellen und kleiner, weißer Suchkarte.

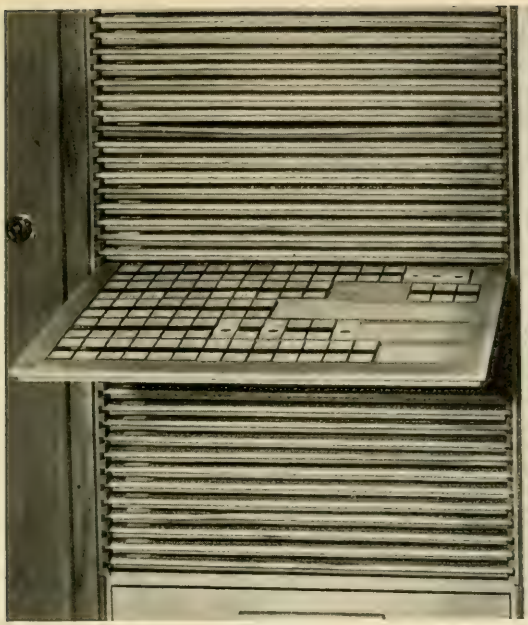


Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Sammlung München Nr.	Erwerb: leg. H. Hagn & Chr. Radlhammer 3.7.1958	Geschlämmt von: H. Hagn
1503	Inv.-Nr.: 1958 I 85	am 15.7.1958

Fundort:	Gräben südlich Spirka SE Siegsdorf (der genaue Fundort geht aus Abb. 1 der untengenannten Arbeit hervor)	Fundschicht:	Ob. Lutet Obere Adelholzener Schichten
Region:	Nordhelvetikum	Gestein:	Dunkelgrünlichgrauer, glaukonitischer Mergel (ähnl. dem Nebengestein des Kressenbergs)

Arb.-Nr. bzw. frühere Slg.-Nr.: S.9	Ausgelesen von: H. Hagn	Rückst. erschöpft:	Tüte vorh.: x1)	Rohmat. vorh.:

Faunen-Inhalt: Reiche Fauna. Globigerinen, Truncorotalien, Truncorotaloides topilensis, Hantkenina longispina und H. dumblei. Clavulinoides szaboi häufig, ferner Plectina sp. und Spiroplectammina (S.) dalmatina. Angulogerina liebusi, Nummulites und Discocyclina. Zahlreiche Glaukonitsteinkerne von Kleinforaminiferen. Fischreste nicht selten. – 1) Ein Teil des Rückstands wird beim Rohmaterial aufbewahrt.

Literatur: Belegmaterial zu HAGN, H.: Bezieh. Mol./Helv., Geol. Bav., 44, S. 21, 1960.

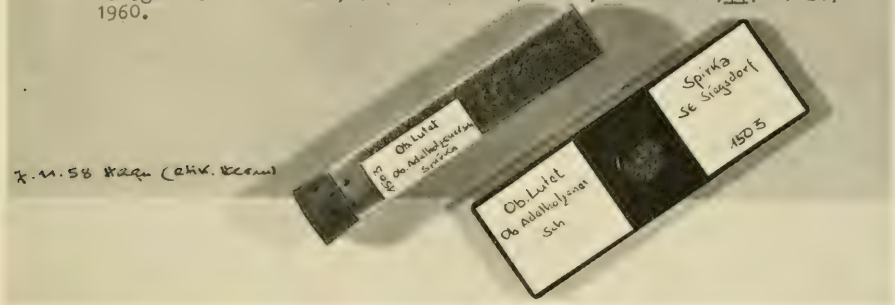


Fig. 1

Gattung	Art	Bemerkungen
Hantkenina	dumblei WEINZIERL & APPLIN	
Hantkenina	longispina CUSHM.	
Truncorotaloides	topilensis (CUSHM.)	

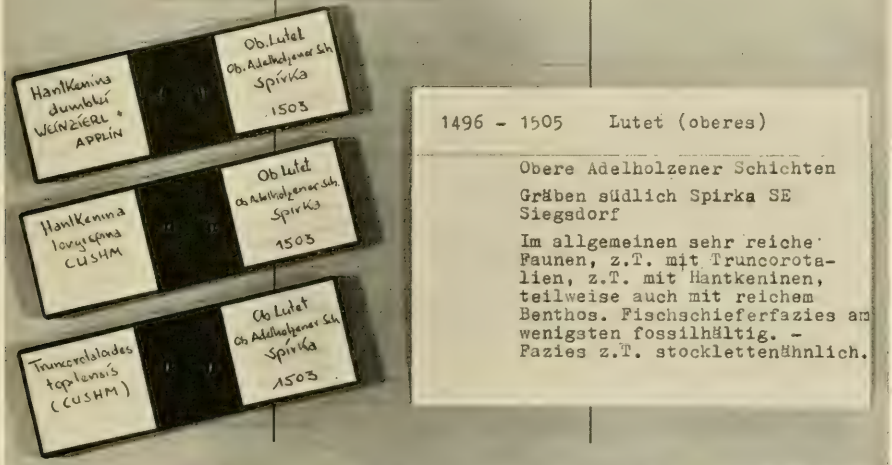


Fig. 2

Druck: Carl Gerber Grafische Betriebe KG, München 5

M 1
S I

Mitteilungen der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 4

INHALT

Barthel, K. Werner: Zur Entstehung der Solnhofener Plattenkalke (unteres Untertithon) (Tafel 8—11) 37

Fahlbusch, Volker: Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen) 107

Fischer, Peter: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol 127

Grimm, Dieter: Die „Süßwassersande und -mergel" in der ostniederbayerischen Molasse und die Aussüßung des miozänen Brackmeeres 145

Hauerstein, Gert: Zur Stratigraphie der Mitteltrias südwestlich der Kampenwand (Chiemgauer Alpen) (Tafel 12) 71

Kruse, Gerhard: Über eine Albfauna aus dem Tennbodenbach bei Niedernfels zwischen Kampenwand und Achetal (Chiemgauer Alpen) 93

Sieverts-Doreck, Hertha: Crinoiden aus dem Paläozoikum des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien) (Tafel 1—3) 1

Wagner, Wolfgang: Zum Skelettbau oberjurassischer Kalkschwämme (Tafel 4) 13

Wagner, Wolfgang: Kalkschwämme aus dem Korallenkalk des oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau (Tafel 5—7) . 23

MÜNCHEN, 31. Dezember 1964

Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.	4	1—175	München, 31. Dez. 1964

Mitteilungen der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 4

INHALT

Barthel, K. Werner: Zur Entstehung der Solnhofener Plattenkalke (unteres Untertithon) (Tafel 8—11) 37

Fahlbusch, Volker: Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen) 107

Fischer, Peter: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol 127

Grimm, Dieter: Die „Süßwassersande und -mergel" in der ostniederbayerischen Molasse und die Aussüßung des miozänen Brackmeeres 145

Hauerstein, Gert: Zur Stratigraphie der Mitteltrias südwestlich der Kampenwand (Chiemgauer Alpen) (Tafel 12) 71

Kruse, Gerhard: Über eine Albfauna aus dem Tennbodenbach bei Niedernfels zwischen Kampenwand und Achetal (Chiemgauer Alpen) 93

Sieverts-Doreck, Hertha: Crinoiden aus dem Paläozoikum des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien) (Tafel 1—3) 1

Wagner, Wolfgang: Zum Skelettbau oberjurassischer Kalkschwämme (Tafel 4) 13

Wagner, Wolfgang: Kalkschwämme aus dem Korallenkalk des oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau (Tafel 5—7) . 23

MÜNCHEN, 31. Dezember 1964

Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.	4	1—175	München, 31. Dez. 1964

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 4 | 1—12 | München, 31. Dez. 1964

Crinoiden aus dem Paläozoikum des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien)

Von Hertha Sieverts-Doreck, Stuttgart[1])

Mit 1 Abbildung und Tafel 1—3

Zusammenfassung

Die Mitteilung befaßt sich mit einer kleinen Crinoidenfauna aus dem Paläozoikum des oberen Sella-Tales, Kantabrisches Gebirge. Das von Dr. H.-J. Schneider gesammelte Material besteht vorwiegend aus Stielresten, die 4 verschiedenen Typen angehören. Form 1 (und wahrscheinlich auch Form 2) verkörpern eine neue Art von *Culmicrinus*, einer Gattung, die bisher noch nicht aus Spanien gemeldet war. Die übrigen Typen sind nicht nach Gattung und Art bestimmbar.

Culmicrinus n. sp. gehört zu den Crinoiden mit bikonkaven Stielgliedern; ein Längsschnitt durch den Stiel zeigt eine Serie „linsenförmiger Hohlkammern". Der Bau derartiger Stiele wird einleitend an *Scyphocrinus elegans* (nach Springer 1917) erläutert. — Die Bestimmung „*Culmicrinus* n. sp." wurde durch Kelch- und Stielfunde ermöglicht, die Dr. F. Radig und Dr. J. Kullmann in der Visé- und Unternamur-Stufe Nordspaniens machten.

Die Crinoiden des oberen Sella-Tals stammen in der Hauptsache aus einer 120 m mächtigen Kalkserie, die sehr wahrscheinlich Namur-Alter hat.

Summary

The present paper deals with a Paleozoic crinoid faunule from the upper Sella valley (Cantabrian Range, NW Spain). Among the material which consists mainly of columnal remains four different forms may be recognized. Type 1 (probably also type 2) represents a new species of *Culmicrinus*, a genus hitherto unknown from Spain. Generic and specific determination of the remaining forms was not possible.

Culmicrinus n. sp. is distinguished by biconcave columnal segments. A longitudinal section of the column reveals a series of "lenticular cavities". The structure of this type of column is demonstrated by comparison to *Scyphocrinus elegans* according to Springer (1917). Identification of *Culmicrinus* n. sp. was enabled by

[1]) Dr. H. Sieverts-Doreck, 7 Stuttgart-Möhringen, Reichenberger Str. 12

cups and stems collected by Drs. RADIG and KULLMANN in the Visean and Lower Namurian of Northern Spain.

The crinoids from the upper Sella valley were collected chiefly from a limestone formation (120 m) of probable Namurian age.

Inhalt

Einleitung 2
A. Vorbemerkungen über bikonkave Stielglieder aus dem Paläozoikum 2
B. Beschreibung des spanischen Materials 4
Schriftenverzeichnis, Tafelerläuterung 11/12

Einleitung

Im Jahre 1955 sammelte Dozent Dr. H.-J. SCHNEIDER (München) im Paläozoikum der Kantabrischen Küstenkette eine kleine Crinoidenfauna, die mir durch freundliche Vermittlung von Prof. Dr. R. DEHM zur Bearbeitung anvertraut wurde.

Das Fundgebiet der Crinoiden liegt in einem Bereich der nordspanischen Küstenkette, der bis vor kurzem wenig erforscht war: ungefähr am Westrand der Picos de Europa an der politischen Grenze der Provinzen Asturien und León. Die Fauna stammt aus dem Nebengestein eines kleinen Flußspat-Vorkommens, das etwa 5 km südwestlich der Ortschaft Oseja de Sajambra im oberen Sella-Tal liegt (etwa 65 km Luftlinie südlich der kleinen Hafenstadt Ribadesella an der nordspanischen Atlantikküste).

Die Crinoiden sind — neben wenigen, unbestimmbaren Brachiopoden — die einzigen Fossilien einer Gesteinsserie, die Dr. SCHNEIDER seinerzeit für devonisch-karbonisch hielt; eine der Gesteinsproben ist als Karbonkalk bezeichnet. Sie wurden in der Hauptsache in einer 120 m mächtigen Kalkserie gesammelt und zwar im sogenannten „Nordfeld" der Lagerstätte. — Die ungefähre Lage des Fundgebiets ist aus den Orientierungskizzen zu ersehen, die O. H. SCHINDEWOLF & J. KULLMANN bzw. J. KULLMANN seit 1958 ihren Arbeiten über das Kantabrische Gebirge beigaben.

Das Belegmaterial — im wesentlichen Stielreste — befindet sich nunmehr in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie. Herrn Dozent Dr. SCHNEIDER und Herrn Prof. DEHM dankt die Verfasserin für die Leihgaben, den Herren Dr. F. RADIG (Münster) und Dr. J. KULLMANN (Tübingen) für Vergleichs-Material aus der Visé- und Namurstufe Nordspaniens.

A. Vorbemerkungen über bikonkave Stielglieder aus dem Paläozoikum

Das von Dr. SCHNEIDER gesammelte Material enthält nur eine einzige Form, die leidlich gut bestimmt werden konnte: *Culmicrinus* n. sp. Äußerlich zeigen die zylindrischen Stiele nichts Auffälliges, doch kommt bei manchen durch natürliche Erosion ein interessanter Innenbau zutage. Jedes Stielglied ist nämlich auf beiden Seiten zur Aufnahme kräftiger Ligamente schüsselförmig

vertieft; randlich bleibt ein flacher Streifen, die „Kontaktfläche", für die Auflagerung der angrenzenden Stielglieder frei. Der Boden der Schüssel wird vom Axialkanal durchbohrt. Stielstücke aus bikonkaven Segmenten zeigen im medianen Längsschnitt eine Serie linsenförmiger Hohlkammern, deren Zentrum vom Axialkanal durchzogen wird; die Wandung des zentralen Hohlraums erscheint (durch die Linsenbildung) zickzackförmig (vgl. Tafel 1, Fig. 2—5, 8—9 und Tafel 3).

Stiele dieser Bauart sind in zwei großen Gruppen der paläozoischen Crinoiden bekannt: innerhalb der Camerata (zu nennen sind *Scyphocrinus* Zenker aus dem Gotlandium und Unterdevon sowie Actinocriniden aus dem englischen Bergkalk) und bei einigen Inadunata (*Cosmocrinus* Jaekel, Oberdevon, *Hallocrinus* Goldring, Oberdevon und Viséstufe(?) und neuerdings auch *Culmicrinus*, Visé- und Namurstufe; ferner „Poteriocriniden" aus dem englischen Bergkalk). Weitere Beispiele stellen einige von Quenstedt geprägte „Arten" aus dem Mitteldevon der Eifel dar („Petrefactenkunde Deutschlands", vorwiegend Tab. 112). Gelegentlich kommt der Typus auch in der Viséstufe von Niederschlesien (Rothwaltersdorf, W. E. Schmidt 1930) und des Oberharzes vor (Sieverts-Doreck 1951).

Bei der systematischen Bestimmung von Stielen mit „linsenförmigen Hohlkammern" leisten folgende Merkmale gute Dienste:

Querschnitt und Weite des Axialkanals;
Durchmesser und Längsschnitt der Ligamentkammern;
Ausdehnung der Kontaktfläche;
Ausbildung des Diaphragmas;
Skulptur der Stielfacette.

Dazu kommen die äußeren Stielmerkmale, zu denen auch die Verzierung der Außenfläche gehört. Diese spielt bei *Cosmo-*, *Hallo-* und *Culmicrinus* eine wichtige Rolle.

Springer hat 1917 den Stielbau von *Scyphocrinus elegans* aus dem Helderbergian von Missouri eingehend beschrieben und vorzüglich illustriert. Da Springer's Ausführungen für jeden Bearbeiter von Stielresten wichtig sind, vor allem in unserem Falle, seien sie hier im Auszug wiedergegeben und an Hand von Springer's Zeichnungen (Tafel 2) veranschaulicht.

Äußerlich gesehen, wird der Durchmesser der zylindrischen Stiele von *S. elegans* distalwärts geringer; gleichzeitig nimmt die Höhe der Stielglieder allmählich zu.

Im Innern des Stiels bleibt der Querschnitt des Axialkanals stets pentamersymmetrisch (fünflobig oder sternförmig); die konkaven Partien der Stielfacetten liegen jeweils genau übereinander, und die gesamte Facette zwischen Außenrand und Kanalrand ist im ganzen Stiel dicht und fein radiär gestreift.

Im proximalen Stiel (Tafel 2, Fig. 1 a—c) mit besonders niedrigen, alternierenden Segmenten sind die Ligamentschüsseln sehr weit, die Kontakt-

flächen entsprechend schmal. Der Kanal ist in diesem Abschnitt gleichfalls weit (etwa gleich Zweidritteln des Stiel-Durchmessers) und stumpf-fünfseitig. SPRINGER hält es allerdings für möglich, daß der Kanal sekundär erweitert wird, weil die sehr dünnen Scheidewände („Diaphragmen") zwischen den Kammern während der Fossilisation leicht zerstört werden; es könnte auch vorkommen, daß sie sich nicht von der Matrix unterscheiden.

Im mittleren Stielabschnitt (Taf. 2, Fig. 2a—c) ist der Axialkanal sehr viel enger und im Bereich des Diaphragmas sternförmig erweitert.

Gegen das distale Ende des Stiels werden die Ligamentgruben allmählich kleiner (Taf. 2, Fig. 3), oder sie verschwinden ganz. Die Kontaktflächen dehnen sich entsprechend aus, die Diaphragmen werden stärker; der Axialkanal verengt sich mehr oder weniger (und nicht immer regelmäßig) zu einem sternförmigen Loch (Taf. 2, Fig. 4a—b).

Dieser Befund stellt die Regel dar, doch sind auch Variationen und Abweichungen von der Norm möglich (vergl. SPRINGER 1917, S. 38).

Die Stielreste von *Scyphocrinus elegans*, die H. & G. TERMIER aus dem Wenlock und Ludlow von Marokko, der Sahara und der Großen Kabylei zur Verfügung standen, waren offenbar nicht zum Studium der Ligamentgruben geeignet. Jedenfalls werden in dem eingehenden Kapitel über den Stiel der fossilen Crinoiden (1949, S. 22—61) die „linsenförmigen Hohlkammern" im Stiel von *S. elegans* nicht erwähnt, und die Facetten aus der Wurzelregion weisen keine Vertiefungen auf (vgl. H. & G. TERMIER 1950, Taf. CCXVI, insbesondere Fig. 4. Das ist in Einklang mit SPRINGER's Feststellung, daß Ligamentgruben im distalen Stiel ganz fehlen können). H. & G. TERMIER machen 1949 (S. 50) lediglich Angaben über den Querschnitt des Stiels, den des Axialkanals und die Skulptur der Facette.

B. Beschreibung des spanischen Materials

Die Sammlung umfaßt größere und kleinere Bruchstücke von Stielen, eine etwas beschädigte Stielfacette sowie eine Anzahl von Armgliedern, Pinnularien und Tubusplatten, die aus dem Verbande gelöst sind. Armglieder und Pinnularia liegen auf zwei Gesteinsproben (aus der „Mittleren Kalkserie", Aufstieg zum Peña) teils in „lockerer Streuung" (Taf. 1, Fig. 4), teils in kleinen Anhäufungen auf dem Gestein. Die Armglieder — gekennzeichnet durch eine weite Ventralfurche und einen gerundeten Rücken — stammen aus einzeiligen Armen; ihre Facetten sind meist durch Anwitterung zerstört. Einige der gewinkelten oder bogenförmigen Tubusplatten finden sich in einer kleinen Anhäufung von Crinoidenresten.

Die folgende Beschreibung erstreckt sich nur auf die Stielreste. Diese sind stellenweise stark angewittert, wodurch der bezeichnende Innenbau der wichtigsten Stiel-Gruppe aufgedeckt und ihre systematische Bestimmung ermöglicht wird. Sämtliche Stielreste sind registriert, auch die unbestimmbaren.

Culmicrinus n. sp.

Tafel 1, Fig. 1—9; Tafel 3

Material: 9 zylindrische, mit a bis i bezeichnete Stielstücke aus kelchnäheren und kelchferneren Partien; ferner die Facette eines fast senkrecht im Gestein

steckenden Stielstücks. Die Stielfragmente sind meist kurz und ±stark korrodiert. Vorkommen: „Mittlere Kalkserie", unterer? Teil: Ex. e (Fig. 1); mittlerer Teil, „Rücken", ~1520 m An: Ex. a (Fig. 2), d (Fig. 7) und g (Fig. 3); oberer Teil, „Aufstieg zum Peña", ~1520 m An: Ex. b (Fig. 5), c (Fig. 6), f (Fig. 4), h (Fig. 8) und i (Fig. 9).

Zahlen- und Maßangaben

1. Stiele aus kelchnäheren Partien

Ex. e (Fig. 1): Länge 37,5 mm. Mindestens 28 Stielglieder (ohne die V. Ordnung) in 4 oder 5 Ordnungen. Höhe eines Stielglieds I. O. 2,8 mm.

Ex. a (Fig. 2): Länge etwa 45,6 mm. 40 Stielglieder in 3 bis 4 Ordnungen; Höhe einer Ordnung I: 1,8 mm; II: 1,5 mm, III: 1,1 mm; IV: 1,0 mm. ⌀ des Stiels oben etwa 10,4 mm, unten etwa 10,8 mm, des Axialkanals (oben) etwa 6 mm.

2. Etwas weiter vom Kelch entfernte Stiele

Ex. b (Fig. 5): Länge 33,8 mm (+ zusätzlich etwa 40 bis 46 mm Abdruck auf dem Gestein). 27 Stielglieder in stellenweise 3 Ordnungen; Höhe einer I.O. 2,3 mm. ⌀ des Stiels am einen Ende etwa 4,2 mm, am anderen etwa 4,5 mm.

Ex. c, Facette (Fig. 6): ⌀ der Facette 9,6 mm, des Axialkanals 4,8 mm.

Ex. d (Fig. 7): Länge 24,5 mm. 19 Stielglieder in 3 (schwachen) Ordnungen; Höhe einer I. O. 2,1 bis 2,2 mm; II: 1,8 mm; III: 1,6 mm. ⌀ des Stiels unten etwa 4,5 mm.

Ex. f (Fig. 4): Länge etwa 39 mm (+ zusätzlich etwa 10 mm Abdruck auf dem Gestein). Etwa 33 Stielglieder in kaum ausgeprägtem Wechsel; Höhe einer I. O. 2,0 mm. ⌀ des Stiels unten 3,7 bis 3,9 mm.

Ex. g (Fig. 3): Länge 25,2 bzw. ~32,2 mm. 25 Stielglieder in 2 bis 3 Ordnungen; Höhe einer I. O.: 1,7 mm; II: 1,5 mm; III: 1,2 mm. ⌀ des Stiels oben etwa 10,5 mm.

3. Kelchfernerer Stiel

Ex. h (Fig. 8): Länge etwa 57,4 mm. Rund 70 Stielglieder in 3 Ordnungen. ⌀ des Stiels in der Mitte des Stücks 5,9 mm, des Axialkanals etwa 1,3 mm. Länge der Kontaktfläche etwa 1,5 mm.

Ex. i (Fig. 9): Länge etwa 26,3 mm. 33 Stielglieder in 3 Ordnungen. ⌀ des Stiels etwas oberhalb der Mitte des Stücks: 6,2 mm.

Kennzeichen der n. sp.

Stielglieder flach-zylindrisch, mittelgroß; innerhalb der kurzen Stielfragmente stärker oder schwächer alternierend; Zahl der Ordnungen 2 bis 5 (meist 3). Außenfläche leicht konvex; Nähte schwach vertieft, gezähnelt.

Sämtliche Stielglieder bikonkav. Kontaktflächen im proximalen und mittleren Stielabschnitt sehr schmal, in kelchferneren Teilen ausgedehnter (und dort etwa $\frac{1}{4}$ des Stiel-Durchmessers messend). Axialkanal rund, weit (Durchmesser in 3 Fällen $\frac{1}{2}$, $\frac{3}{5}$ und $\frac{1}{5}$ des Stieldurchmessers).

Facetten vom Außenrande bis zum Kanalrand mit feinen, dichtstehenden, einfachen Radiärleisten bedeckt; Kerbung der Kontaktfläche markanter als die der Ligamentgrube. Vermehrung der Radiärleisten gelegentlich durch Einschaltung nahe am Kanalrand. Zahl der Radiärleisten 4 (—5) auf 2 mm Länge am Außenrande (bei einem Stiel-⌀ von 9,6 mm).

Stielstück e (Fig. 1) zeigt den Übergang von stärker differenzierten zu schwächer differenzierten Ordnungen: der Stiel wird distalwärts „ausgeglichener". Solche Stücke lassen sich gut nach „proximal" und „distal" orientieren.

Einen besonderen Hinweis verdienen zwei Stielfragmente (Ex. h und i), die nur im Längsschnitt, aber nicht durch ihre Außenseite und ihre Facetten bekannt sind. Da ihre Kontaktflächen ausgedehnter sind als bei den übrigen Stielresten der n.sp., handelt es sich um kelchfernere Stiele (oder um eine andere Art?).

Stiel h (Fig. 8 und Taf. 3) wurde durch Anwitterung der Länge nach um die Hälfte reduziert, am Ober- und Unterende sogar noch stärker. Der so entstandene, ± mediane Längsschnitt zeigt Kontaktflächen, die in der Mitte des Stücks etwa ¼ und Ligamentschüsseln, die an dieser Stelle reichlich ½ des Stieldurchmessers erreichen. Diaphragmen sind kaum entwickelt; vielmehr ragt jedes Stielglied mit einem spitzen „Dach" in den zentralen Hohlraum hinein, die Stielglieder der I. und II.Ordnung etwas weiter als die der III.Ordnung. An der Spitze der kleinen Dächer beginnt der Axialkanal, dessen Durchmesser in der Mitte des Stücks etwa $^1/_5$ des Stieldurchmessers mißt.

Besonders bemerkenswert ist nun, daß sich die Matrix des Axialkanals stellenweise durch hellere Farbe von der Ausfüllung der Ligamenträume abhebt. Außerdem wird diese Grenze durch eine dunkle Linie oder Längsfurche angezeigt, die sich im Bereich der Ligamentgruben an verschiedenen Stellen nach

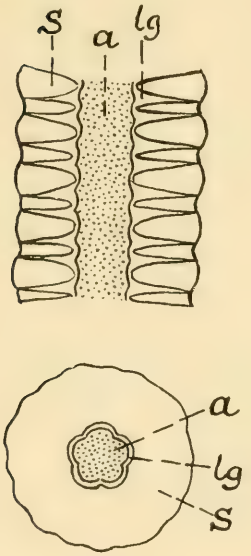


Abb. 1: Ausfüllung des Axiallumens (a, mit Matrix) und der Ligamenträume (lg, mit Kalzit) im Stiel von *Cyathocrinus acinotubus* Angelin. Medianer Längsschnitt (oben) und Querschnitt (unten). s das Stereom der Stielglieder. Nach Bather 1892.

außen ausbuchtet. — Das kalzitische Stereom der Stielglieder ist übrigens (wie auch an Ex. i) stärker abgetragen als die Füllmasse des zentralen Hohlraums.

Ähnliche Erhaltungszustände sind bereits aus der Literatur bekannt. Abb. 1 zeigt den Befund bei einem *Cyathocrinus acinotubus* aus dem Gotlandium von Gotland (BATHER 1892, S. 220, Fig. 3), einer Art mit schwach konkaven, radiär gerieften Stielfacetten. Wie der Längsschnitt zeigt, ist der Raum zwischen den konkaven Gelenkflächen mit transparentem Kalzit, das Lumen selbst mit opaker Matrix ausgefüllt. Dieser Unterschied beruht (nach BATHER) wahrscheinlich darauf, daß die interartikulären Ligamente langsamer verwesten als der Axialstrang und seine Blutgefäße. Erst nachdem der axiale Raum von einsickerndem Schlamm eingenommen war, wurden die Ligamente allmählich durch einsickerndes Kalkkarbonat ersetzt. — Nach außen ist, wie BATHER beobachtete, die Matrix im Kanal durch einen dünnen Kalzit-Überzug von dem Stereom der Stielglieder getrennt; dieses Häutchen deutete BATHER als Membran oder Ligament, das den Axailsinus außen verstärkte.

Weitere Beispiele und zwar aus dem „Eifelerkalk" bringt F. A. QUENSTEDT in der „Petrefactenkunde Deutschlands", Tabula 112. Es handelt sich um *Entrochi impares* (Fig. 93b mit zickzackförmiger, Fig. 94b mit „bauchiger" Wandung des Innenraums) und um einen *Entrochus tornatus* (Fig. 87).

An dem sehr viel kürzeren Stück i der Sammlung SCHNEIDER (Fig. 9) liegt der durch Anwitterung erzeugte Längsschnitt schief zur Längsachse des Stiels. Der Schnitt beginnt „oben" etwa halbwegs zwischen Peripherie und Kanalrand und erreicht kurz über der halben Stielhöhe den Axialkanal. Diese Stelle, die etwa 5 Stielglieder umfaßt, ist durch den größten Durchmesser der Ligamentschüsseln gekennzeichnet; außerdem zeigt sich hier die Grenze Axialkanal/Ligamentgruben ähnlich wie an Ex. h. Weiter unten werden die „Linsen" wieder kleiner: die Schnittfläche nähert sich allmählich der gegenüberliegenden Außenwand, die sie am „Unterende" des Stielfragments schneidet.

Der Befund an Stielen von *Culmicrinus* n. sp., *Cyathocrinus acinotubus* und anderen Formen zeigt, daß die Wandung des Axialkanals keineswegs zickzackförmig ist. Vielmehr kommt die Zickzackform durch die Bildung von Ligamentgruben zustande. Man spricht in diesen Fällen besser von der zickzackförmigen Wandung eines „zentralen Hohlraums", eine Bezeichnung, die Ligamentkammern und Axialkanal umfassen soll.

Systematische Bestimmung und verwandtschaftliche Beziehungen der n. sp.

Folgende Merkmale standen bei der systematischen Bestimmung von *Culmicrinus* n. sp. an erster Stelle:

Stielglieder bikonkav,
randliche Kontaktfläche der Stielfacetten sehr schmal,
Kontaktflächen stärker gerieft als die Ligamentschüsseln,
Axialkanal rund, weit.

Stielreste und Kelche, die F. Radig und vor allem J. Kullmann in den letzten Jahren in der oberen Visé- und unteren Namurstufe (E_2) der Provinzen Oviedo (Asturien) und León sammelten, überzeugten mich, daß die oben beschriebenen Stielreste zu *Culmicrinus* Jaekel gehören; auch artlich sind Dr. Schneider's Funde mit den etwas später erfolgten Aufsammlungen Radig und Kullmann nahe verwandt. Alle oben genannten, systematisch wichtigen Merkmale der n. sp. finden sich auch an den Stielresten der Sammlung Kullmann. Außerdem bieten diese ein weiteres wichtiges Kennzeichen: eine Feinskulptur der Oberfläche in Form von Körnchen und „vertikalen Elementen", wie sie ähnlich (und ähnlich variabel) bei *Hallocrinus ornatissimus* auftritt (W. Goldring 1923, S. 389, Taf. 50, Fig. 4; vergl. auch W. E. Schmidt 1930, S. 28, 29, Taf. 3, Fig. 11b für *Hallocrinus? inagilis* W. E. Schmidt aus den Posidonienschiefern von Herborn). Ähnlich ist offenbar auch die Verzierung von unbestimmten Stielbruchstücken aus den Posidonienschiefern des Geistlichen Berges bei Herborn, der Typuslokalität von *Culmicrinus regularis* (H. v. Meyer) (vergl. H. v. Meyer 1860, S. 121—122, Taf. 14, Fig. 9—10). — Leider ist die Oberfläche von *Culmicrinus* n. sp. durch Korrosion angegriffen. An einigen kleinen Stellen glaubt man Spuren einer Körnelung zu erkennen; mehr läßt sich nicht aussagen.

Für die Altersbestimmung der „Mittleren Kalkserie", aus welcher *Culmicrinus* n. sp. stammt, sind Stielfunde (der Probe 4) wichtig, die Dr. J. Kullmann 1956 im Unter-Namur der Pico Jarrio im Sella-Tal, Provinz León, machte. Die Fundstelle liegt etwa 3 bis 4 km östlich Oseja de Sajambre und somit nicht weit von Dr. Schneider's Fundgebiet entfernt. — Es handelt sich um Stiele mit typisch linsenförmigen Hohlkammern, kleinen, stark gekerbten Kontaktflächen, feiner Radiärstreifung auf den Ligamentgruben und einem runden, ±weiten Axialkanal. Die Stielglieder (und Kammern) sind etwas höher als bei *Culmicrinus* n. sp.; wahrscheinlich stammen sie aus mittleren (oder distalen) Stielpartien. Außen sind sie mit 3 und 4 Querreihen grober, manchmal etwas länglicher Körnchen bedeckt, die entweder übereinander oder alternierend stehen. Die Granulae der obersten und untersten Reihe schließen sich an die Radiärleisten der Kontaktfläche an. — Die Ähnlichkeit im Innenbau dieser Namur-Form mit *Culmicrinus* n. sp. ist unverkennbar.

Nach brieflicher Mitteilung von Dr. Kullmann vom 9. Februar 1963 ist die Gegend südwestlich Oseja de Sajambre inzwischen von Julivert kartiert worden. Wie Dr. Kullmann der umfangreichen spanischen Publikation entnahm, stellen die Kalke in Dr. Schneider's Fundgebiet die in das Namur gehörenden Cañon-Kalke dar (Caliza de Montaña). Nach Kullmann liegt die crinoiden-führende Serie in den liegenden Partien des Cañonkalks, also im Unter-Namur, und sie ist höchstwahrscheinlich altersgleich mit der (oben beschriebenen) Probe 4, die Dr. Kullmann 1956 3 bis 4 km östlich von Oseja sammelte. Der Cañonkalk steht dort erneut an.

Die Kelche und Stielreste der Sammlungen Radig und Kullmann werden gesondert beschrieben werden. Nach gewissen Merkmalen des Kelchs und der unteren Armglieder zu urteilen, handelt es sich um einen *Culmicrinus*, der im ausgewachsenen Stadium starke Anklänge an *Hallocrinus* zeigt. Die beiden Gattungen sind nahe verwandt.

Culmicrinus n. sp. ?

1) Exemplar j

Material: Ein etwa 22,7 mm langes Stielstück (⌀ etwa 7,6 mm) aus dem oberen Teil der „Mittleren Kalkserie", Aufstieg zum Peña, etwa 1520 m An. Auf dem gleichen Gesteinsstück liegen die Ex. b und c von *Culmicrinus* n. sp.

Die Stielglieder (mindestens 43) treten in 4 (und 3?) Ordnungen auf, die niedrig sind, vor allem die IV. O. (I: 1,0 bis 1,1 mm; II: 0,8 mm). Außenfläche konvex. Facetten unbekannt.

Sollte das Stück zu *Culmicrinus* n. sp. gehören, so wäre es in den proximalen Stiel einzuordnen. Der Mangel an Facetten hindert jedoch einen näheren Vergleich.

2) Exemplar k; Tafel 1, Fig. 10

Material: Ein Stielfragment aus dem mittleren Teil der „Mittleren Kalkserie" (Rücken), etwa 1520 m An.; 26. 4. 55. — Das Stück steckt im Gestein; knapp die Hälfte liegt (der Länge nach) frei.

Länge etwa 31,4 mm; ⌀ „oben" etwa 4,6 mm. Zahl der Segmente 36. Stielglieder flach-zylindrisch, hin und wieder mit geringen Höhenunterschieden, aber nie deutlich alternierend. Außenfläche schwach konvex. Nähte gezähnelt. Facette unbekannt.

Der Stiel ist sehr „ausgeglichen" und dürfte aus kelchferneren Partien stammen, vielleicht von *Culmicrinus* n. sp. Ex. k erinnert in seinem äußeren Habitus an ein (unbenanntes) Stielstück aus dem Posidonienschiefer von Herborn (H. v. Meyer 1860, S. 121, Taf. 14, Fig. 6—8). Doch hat dieser Hinweis wenig Wert, weil die Facette von Ex. k unbekannt ist.

3) Exemplar l

Material: Ein kleiner, zylindrischer, fast ringsum angewitterter Stiel vom gleichen Fundpunkt wie Ex. k und im äußeren Habitus ähnlich wie dieses.

Länge 11,9 mm, ⌀ etwa 4,8 mm; 14 Segmente, die stellenweise schwache Höhenunterschiede aufweisen. Eine der Facetten zeigt, wenn auch schlecht erhalten, den Typus des *Culmicrinus* n. sp. Axialkanal ziemlich weit, rund.

4) Exemplar m; Tafel 1, Fig. 15

Material: Ein kleinwüchsiger Stiel aus dem oberen Teil der „Mittleren Kalkserie", Aufstieg zum Peña; etwa 1520 m An.; 22. 4. 1955. — Die untere Hälfte des Stiels ist bis zum Axialkanal abgewittert.

Länge 33,3 mm; ⌀ „oben" etwa 3,1 mm. 20 Segmente, annähernd gleichhoch. Kanal ziemlich weit. Facette unbekannt.

Ähnelt im äußeren Habitus den Exemplaren k und l.

Entrochus (Culmicrinus ?) sp. 1

Tafel 1, Fig. 11

Material: Ein in 3 Teile zerfallenes, zylindrisches Stielbruchstück (Ex. n) aus einer Knolle aus dem Hangendschiefer. Nahe dabei ein weiteres, kurzes, stark

zerstörtes Stielfragment, wohl der gleichen Art, sowie Reste zweier kleiner Stiele oder Zirren. Das Material ist verkieselt. — 23. 4. 1955.

Maße in mm:

n_1)	Länge	16,0	Durchmesser 7,7	Zahl der Segmente	15
n_2)	„	14,3	„ 7,6	„	13
n_3)	„	5,3	„ 7,6	„	5

Stielglieder schwach konvex; Nähte vertieft, gezähnelt. Das oberste Stück zeigt deutlich 3 Ordnungen, die sich nur durch die Höhe, aber nicht durch ihre Breite unterscheiden. Die Höhenunterschiede zwischen der I. und II. Ordnung sind sehr gering (I: 1,4 bis 1,6 mm; II: 1,3 mm; III: 1,0 bis 1,1 mm).

⌀ der Facette (am oberen Ende von n_1) 7,2 mm, des runden Lumens etwa 2,1 mm. 5 Radiärleisten auf 2 mm des Außenrandes. Rippen fein, einfach; Vermehrung durch Einschaltung in der Randzone und zum zweiten Male etwa auf halbem Abstand zwischen Peripherie und Kanal. Äußere Hälfte der Facette eben; innere Hälfte ganz allmählich und schwach zum Axialkanal hin eingesenkt.

Stiel n könnte nach seinem äußeren Habitus zu *Culmicrinus* n. sp. gehören, unterscheidet sich aber durch den Mangel an gut abgegrenzten, deutlich eingesenkten Ligamentgruben.

Entrochus (Culmicrinus ?) sp. 1 ?

Tafel 1, Fig. 12a—c

Material: Fragment eines großwüchsigen Stiels (Ex. o) vom gleichen Fundpunkt wie n; es ist der dickste Stiel der ganzen Sammlung. Das Stück ist stark beschädigt; von den Facetten ist nur der geriefte Rand der einen erhalten (Fig. 12c).

Länge 26,6 mm; ⌀ 13,3 mm. Zahl der Segmente 21 oder 22, angeordnet in (mindestens) 3 Ordnungen. Möglicherweise ist noch eine IV. Ordnung sehr dünner Stielglieder zwischen die Ordnungen I bis III eingeschaltet (Fig. 12b). Höhe der I. O.: 1,5 mm; der II. O.: 1,1 mm; der III. O.: 0,8 bis 0,9 mm. Eine nicht ganz gleichmäßige Höhe der Stielglieder, ein leichtes „Anschwellen" stellenweise sowie Spuren einer Skulptur (Körnchen und kleine Längsleisten) sind für das Stück bezeichnend. — Außenfläche der Stielglieder schwach konvex. Sollten Stielglieder IV. Ordnung fehlen, so wären die Nähte stark vertieft.

Am Rande der einen Facette 5 Rippen auf 2 mm Länge. Da die übrige Facette zerstört ist, kann man das Stück nicht sicher einordnen.

Entrochus sp. 2

Tafel 1, Fig. 13—14

Material: Zwei kleine Stiel- oder Zirrenfragmente aus je 7 und 6 Segmenten (Ex. p und q), nahe beieinander in der gleichen Probe aus dem mittleren Teil der „Mittleren Kalkserie" (Rücken) gelegen. Beide Stücke sind schlecht erhalten; Ex. q ist der Länge nach bis zum Axialkanal abgewittert. — 26. 4. 1955.

Maße (Annäherungswerte) in mm:

Ex. p Länge 16,6; ⌀ 3,4; Höhe der einzelnen Stielglieder:
2,2 — 2,9 — 2,1 — 2,4 — 2,7 — 2,3 — 2,2.

Ex. q Länge 15,1; ⌀ 3,4; Höhe der einzelnen Stielglieder 2,6 — 2,4 — 2,5 — 2,3 — 3,0 — 2,3.

Die kleinen, zylindrischen Stiele oder Zirren bestehen aus hoch-zylindrischen Segmenten, deren Höhe etwas stärker oder schwächer wechselt. Facette randlich gekerbt, sonst glatt, eben. Axialkanal eng, rund?

cf. Entrochus sp. 2

Hier ist anzuschließen: das dreigliedrige, schlechterhaltene Fragment eines kleinwüchsigen Stiels oder einer Zirre (Ex. r) aus der „Pyritkalkbank" im Karbonkalk von Scharte 1588 → Peña-Gipfel. 22. 4. 1955.

Maße (Annäherungswerte): Länge 10,4 mm, ⌀ 4,1 mm; Höhe der Segmente 3,3 — 3,2 — 3,9 mm.

Wie bei *Entrochus* sp. 2 handelt es sich um kleine, dicke, zylindrische Stielglieder. Die Radiärleisten der Stielfacette sind jedoch länger, und die Facette ist im Zentrum anscheinend schwach vertieft.

Entrochus sp. 3

Material: Ein sehr kleinwüchsiges Stiel- oder Zirrenfragment (Ex. s) aus dem mittleren Teil der „Mittleren Kalkserie" (Rücken), etwa 1520 m An.; 26. 4. 1955. — Das Stück ist angewittert, am oberen Ende sogar bis zum Axialkanal.

Länge 3,9 mm; ⌀ oben 2,5 mm, unten etwa 1,2 mm. Zahl der Segmente 19, etwa gleichhoch. Das Stück verjüngt sich distalwärts auffällig.

Äußere Hälfte der Facette radiär gerieft. Kanal rund, eng.

Entrochus sp. ind.

Material: Ein kurzes, stark angewittertes Stielstück (Ex. t) aus der „Mittleren Kalkserie", ca. $^2/_3$ zur Grube an der Gleisstrecke. 26. 4. 1955.

Länge knapp 8 mm; ⌀ etwa 7,4 mm. Stielglieder niedrig, auf mindestens 4 Ordnungen verteilt; die Stielglieder der IV. Ordnung sind besonders flach. Facetten mindestens randlich gerieft.

Schriftenverzeichnis

Barrois, Ch., 1882: Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. — Mém. Soc. géol. Nord, **2**, Mém. 1, 630 S., 20 Taf., Lille.

Bather, F. A., 1892: British Fossil Crinoids. VIII. *Cyathocrinus*: *C. acinotubus*, Ang. and *C. vallatus*, sp. nov., Wenlock Limestone. — Ann. Mag. Nat. Hist., (6), **9**, 189—226, 7 Abb., 1 Taf.

Goldring, W., 1923: The Devonian Crinoids of the State of New York. — N. Y. State Mus., Mem. **16**, 483 S., 63 Abb., 60 Taf., Albany, N. Y.

Jaekel, O., 1898: Über einen neuen devonischen Pentacrinoiden. — Z. Deutsch. geol. Ges., Jg. 1898, Mon.ber. *28—32*, 5 (nicht bezifferte und erläuterte) Abb., Berlin.

Jaekel, O., 1918: Phylogenie und System der Pelmatozoen. — Pal. Zs., **3**, 128 S., 114 Abb., Berlin.

v. Meyer, H., 1860: Crinoiden aus den Posidonienschiefern Deutschlands. — Palaeontographica, **7**, 110—122, 2 Taf., Stuttgart.

Miller, J. S., 1821: A Natural History of the Crinoidea etc. VIII + 150 S., 50 Taf., Bristol.

Quenstedt, F. A., 1874—76: Petrefactenkunde Deutschlands. **4**: Asteriden und Encriniden. Leipzig.

Schindewolf, O. H. & Kullmann, J., 1958: Cephalopoden-führendes Devon und Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh. 1958, 12—20, 1 Kte., Stuttgart. (Orientierungsskizze S. 15.)

Schmidt, W. E., 1930: Die Echinodermen des deutschen Unterkarbons. — Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. Heft **122**, 30 + 92 S., 20 Abb., 3 Taf., Berlin.

Sieverts-Doreck, H., 1951: Crinoiden aus dem Unterkarbon des Oberharzes. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **93**, 117—144, 8 Abb., 2 Taf., Stuttgart.

Springer, F., 1917: On the Crinoid Genus Scyphocrinus and its Bulbous Root Camarocrinus. — Smithson. Inst. Publ. **2440**, 74 S., 19 Abb., 9 Taf., Washington.

Springer, F., 1926: Unusual forms of fossil crinoids. — Proc. U. S. Nat. Mus., **67**, Art. 9, 137 S., 9 Abb., 26 Taf., Washington.

Ubaghs, G., 1953: Crinoïdes in J. Piveteau: Traité de Paléontologie, **3**, 658—773, 166 Abb., Paris.

Termier, H. & G., 1949: Hiérarchie et corrélations des caractères chez les crinoïdes fossiles. — Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, (1), Paléont., no. **10**, I, 90 S., 8 Taf., Alger.

Termier, H. & G., 1950: Paléontologie Marocaine. II. Invertébrés de l'ère primaire. Fasc. IV Annélides, Arthropodes et Graptolithes. — Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, **79**, 279 S., 241 Taf., Paris.

Tafelerläuterung

Tafel 1

Crinoiden aus dem Paläozoikum des Kantabrischen Gebirges (etwa 5 km südwestlich Oseja de Sajambre, oberes Sella-Tal)

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München

Fig. 1—9: *Culmicrinus* n. sp., „Mittlere Kalkserie" (Unternamur?). Fig. 1—5, 7—9 meist ± stark angewitterte Stiele von der Seite; Fig. 6 Facette mit rundem, weitem Axialkanal. Fig. 1, 4, 8, 9: etwa x 1,3; Fig. 2, 3, 6, 7: etwa x 1,4; Fig. 5 x 2.

Fig. 10, 15: *Culmicrinus* n. sp.? Ex. k und m von der Seite, x 1,4 bzw. 1,2. „Mittlere Kalkserie" (Unter-Namur?)

Fig. 11: *Entrochus* (*Culmicrinus*?) sp. 1 aus einer Knolle aus dem „Hangendschiefer". Zerfallener Crinoidenstiel, von der Seite, x 1,6. Ex. n.

Fig. 12: *Entrochus* (*Culmicrinus*?) sp. 1? aus der gleichen Fundschicht wie Fig. 11. Fig.12 a—b von der Seite in zwei verschiedenen Stellungen, x 1,3 bzw. 1,4; Fig. 12c Facette, x 1,4. Ex. o.

Fig. 13—14: *Entrochus* sp. 2, Ex. p und q, von der Seite. x 1,4. „Mittlere Kalkserie" (Unter-Namur?).

Tafel 2

Fig. 1—4: Stielbau von *Scyphocrinus elegans* Zenker, Helderbergian, Cape Girardeau, Missouri. Aus Springer 1917.

Fig. 1a, 2a und 3: bikonkave Stielglieder (Gelenkfläche und Längsschnitt) schräg von oben; 1a: proximaler, 2a: mittlerer, 3: distaler Stielabschnitt. x 10 (1a reichlich 10 x).

Fig. 1 b—c, 2 b—c und 4 a—b: proximale Gelenkfläche und medianer Längsschnitt durch Stielstücke aus dem proximalen, mittleren und distalen Stiel. Fig. 1 b—c x 3, sonst reichlich 3 x.

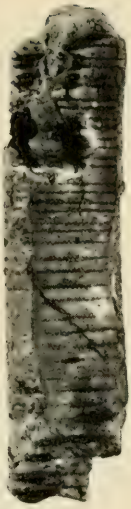
Weitere Erläuterungen im Text.

Tafel 3

Culmicrinus n. sp., Ex. h. Stark vergrößerter Ausschnitt. x 4.

Abgrenzung Axialkanal (a)/Ligamenträume (lg) durch Farbunterschiede der Matrix und eine dunkle Linie oder Furche. s das Stereom der Stielglieder. Vergl. auch Tafel 1, Fig. 8.

1

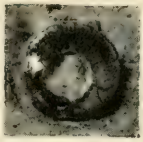


2

3

4

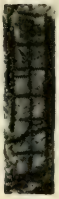
5



6

7

13



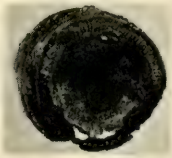
14

15

10

11

9



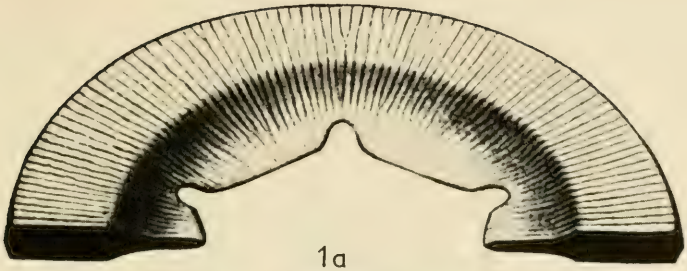
12c

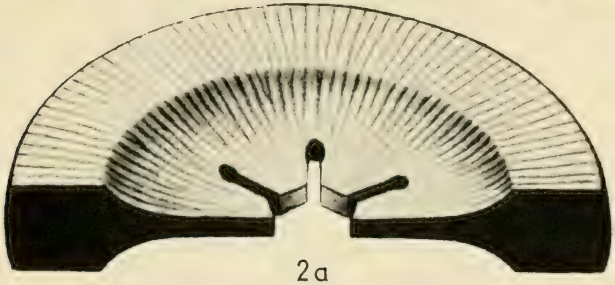
12a

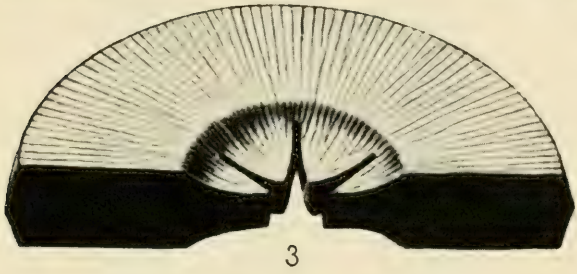
12b

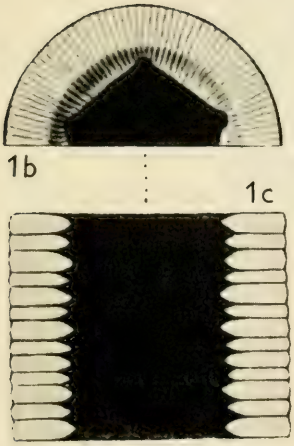
8

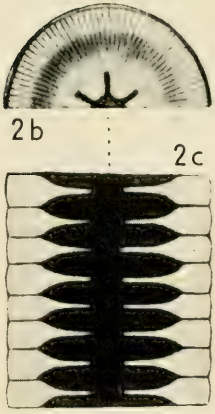
Tafel 1

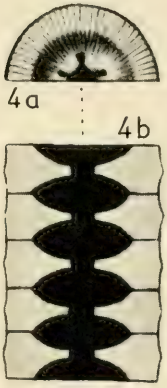




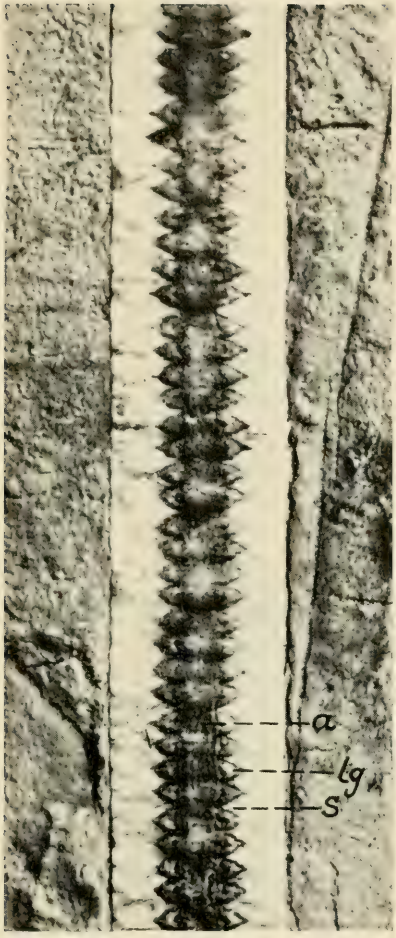








Tafel 2



Tafel 3

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 4 | 13—21 München, 31. Dez. 1964

Zum Skelettbau oberjurassischer Kalkschwämme

Von Wolfgang Wagner, München[1])

Mit 4 Abbildungen und Tafel 4

Zusammenfassung

Der Bau des Skelettes wurde an den Gattungen *Corynella*, *Eusiphonella*, *Enaulofungia* und *Peronidella* aus dem oberen Weißjura von Süddeutschland untersucht. Das Stützskelett besteht aus Tripoden, die von einer Kalzithülle umgeben sind und dadurch zu einem festen Gerüst verbunden werden. Das Dermalskelett von *Enaulofungia* ist aus Trioden zusammengesetzt. Die untersuchten Kalkschwämme zeigen im Skelettbau Ähnlichkeit mit den heute noch lebenden Minchinellidae. Ihre systematische Stellung wird erörtert.

Summary

Calcispongea from the Upper Jurassic of Southern Germany of the genus *Corynella*, *Eusiphonella*, *Enaulofungia*, and *Peronidella* have been studied as to the structure of the skeleton. The main skeleton consists of Tripods, which are enveloped in, and cemented together by, a calcitic crust. The dermal skeleton of *Enaulofungia* is composed of Triods. The structure of the skeleton of the Calcispongea being studied is similar to that of the Minchinellidae, which are still existing. The systematic position of the Calcispongea examined is discussed.

Inhalt

1. Bisherige Ansichten über den Bau der Pharetronenfasern 14
2. Beobachtungen am Stützskelett oberjurassischer Kalkschwämme 15
3. Entstehung der Skelettfasern 17
4. Beobachtungen am Dermalskelett 18
5. Systematische Stellung der untersuchten Kalkschwämme 18

Schriftenverzeichnis 20

Tafelerläuterung 21

[1]) Dipl.-Geol. Dr. W. Wagner, 83 Landshut, Marienplatz 11.

1. Bisherige Ansichten über den Bau der Pharetronenfasern

Bei fossilen Kalkschwämmen ist als auffälligste Feinstruktur meist schon mit bloßem Auge ein Gewebe aus unregelmäßig gekrümmt verlaufenden und anastomisierenden Faserzügen zu erkennen, den „Pharetronenfasern". ZITTEL (1878, S. 103 f.) stellte als erster umfangreiche mikroskopische Untersuchungen dieser Fasern an und konnte darin Stabnadeln, dreistrahlige und vierstrahlige Nadeln entdecken. ZITTEL belegte die fossilen Kalkschwämme, die ein aus Fasern zusammengesetztes Skelett besitzen, mit dem Namen Pharetronen.

Das Skelett der Pharetronen wurde dann von einer Reihe von Autoren untersucht. Die wichtigsten einschlägigen Arbeiten sollen kurz angeführt werden.

STEINMANN (1882, S. 185) beobachtete, daß die Skelettelemente der Pharetronen „mehr oder weniger enge aneinander und parallel mit der Oberfläche der Skelettfasern gelagert im fossilen Zustand in eine Kalkmasse eingebettet liegen, deren ursprüngliche Beschaffenheit . . . nur eine kalkige oder hornige . . . gewesen sein kann".

Im Gegensatz zu STEINMANN hält DUNIKOWSKY (1883, S. 299) die Fasern der meisten Pharetronen nicht für ursprüngliche, sondern lediglich durch die Fossilisation bedingte Gebilde. Nach seiner Ansicht sind die Fasern dadurch entstanden, daß bei der Fossilisation ein Teil der Kalzitnadeln aufgelöst, die übrigen Nadeln miteinander verbunden wurden.

HINDE (1882, 1887—1912) bestätigt den Aufbau des Skelettes der Pharetronen aus einachsigen, dreistrahligen und vierstrahligen Nadeln. Von Bedeutung erscheint die folgende Beobachtung von HINDE (1887—1912, S. 84): "In some cases there is a relatively large axial spicule in the centre of the fibre, which is enveloped by smaller filiform spicules".

Neue Erkenntnisse über die Mikrostruktur brachten Untersuchungen von DÖDERLEIN (1897) an rezenten, von HINDE (1900) an tertiären und von WELTER (1910) an cenomanen Kalkschwämmen. Diese drei Arbeiten erhellten in der Hauptsache den Skelettbau einer besonderen Gruppe von Kalkschwämmen, der Lithonina, deren vierstrahlige Nadeln durch Anlagerung von Kalzit miteinander verbunden sind.

Eine ausführliche Diskussion des Skelettbaus der Pharetronen enthält eine Arbeit von RAUFF (1914) über die Gattung *Barroisia*. RAUFF schließt sich hierin der Auffassung von Dunikowsky (1883) an, daß die Pharetronenfasern keine ursprünglichen Bildungen seien, sondern daß sie erst sekundär, vermutlich durch einen diagenetischen Prozeß, entstanden sind. Die Lithonina gehören nach Ansicht von RAUFF (1914, S. 141) nicht zu den Pharetronen.

Weitere Beobachtungen über den Skelettbau speziell der jurassischen Calcispongea sind bei OPPLIGER (1929) zu finden. In der Einleitung zu seiner Abhandlung über die Kalkschwämme des schweizerischen Jura schreibt OPPLIGER

(1929, S. 2): „Die großen Drei- und Vierstrahler stellen sich gewöhnlich in der Axe der Fasern ein, während die Randpartien, die Skelettlücken umsäumend, von gebogenen Stabnadeln eingenommen werden." Diese Anordnung zeigt Oppliger in mehreren Schliffbildern, wobei die randlichen Stabnadeln allerdings jeweils nur schwach angedeutet sind.

Die genannten Autoren haben übereinstimmend die Beobachtung gemacht, daß die Fasern der Pharetronen drei- und vierstrahlige sowie einachsige Nadeln enthalten. Unterschiedlich sind die Auffassungen darüber, ob die Fasern primär vom lebenden Schwamm oder erst sekundär bei der Fossilisation gebildet wurden.

Eine von den älteren Ansichten über den Skelettbau der Pharetronida stark abweichende Theorie veröffentlichte vor kurzem Vacelet (1960). Vacelet vergleicht die fossilen Pharetronen mit den rezenten Murrayonidae, welche ein festes kalkiges Stützskelett besitzen, das nicht aus Nadeln zusammengesetzt ist. Nach seiner Ansicht sind die Fasern bei einem Teil der fossilen Pharetronida als Ausfüllungen der Hohlräume zu deuten, die in einem den Murrayonidae entsprechenden Skelett von organischer Substanz eingenommen waren: „Aber sicher handelt es sich auch bei den fossilen Pharetroniden nicht um das primäre Skelett, sondern um den Steinkern der Maschen dieses Skelettnetzes, die ursprünglich von der organischen Substanz erfüllt waren" (Vacelet, 1960, S. 433).

2. Beobachtungen am Stützskelett oberjurassischer Calcispongea

Die bisherigen Beobachtungen über den Skelettbau der fossilen Calcispongea beruhen fast ausschließlich auf der Untersuchung von Dünnschliffen. Bei der Bearbeitung von Kalkschwämmen aus dem oberen Weißjura von Süddeutschland konnten nun an einigen oberflächlich angewitterten Exemplaren räumlich freiliegende Skelettnadeln entdeckt werden.

Das Material, an dem die Nadeln beobachtet wurden, stammt von drei verschiedenen Fundpunkten: Schnaittheim bei Heidenheim a. d. Brenz, Laisacker bei Neuburg a. d. Donau und Engelhardsberg in Oberfranken. Die Exemplare gehören folgenden Arten an: *Corynella* aff. *quenstedti* Zittel, *Eusiphonella hemisphaerica* (Goldfuss) (= *Myrmecium hemisphaericum* Goldfuss), *Enaulofungia semicincta* (Quenstedt), *Peronidella* sp.

Bei allen untersuchten Arten zeigt sich im wesentlichen das gleiche Bild. Das Stützskelett wird von Dreistrahlern aufgebaut, deren Strahlen eine flache Pyramide bilden. Die Nadeln sind mit Rauff (1893—94, S. 149) demnach als Tripode zu bezeichnen.

Es kommen reguläre Tripode mit 3 gleich langen Armen und sagittale Tripode vor, bei denen ein längerer Hauptstrahl von 2 gleich langen Nebenstrahlen unterschieden werden kann. Die Strahlen sind gerade oder leicht gebogen und am Ende zugespitzt. Die Länge der Arme beträgt 0,17—0,35 mm. Der Hauptstrahl der sagittalen Tripode kann bis 0,45 mm lang werden.

Oft ist ein 4. Strahl als kleiner Dorn angedeutet, doch konnte nirgends eine Nadel mit einem voll ausgebildeten 4. Strahl beobachtet werden.

Die Spitzen der Strahlen berühren gewöhnlich den Arm eines benachbarten Tripods. Oft ist die Spitze umgebogen und legt sich seitlich an den anderen Arm an.

Die Tripode sind aber nur in den wenigsten Fällen unmittelbar zu sehen. Fast immer werden sie von einer dünnen Hülle aus Kalzit umgeben. Die Hülle ist 0,02—0,04 mm dick. Die etwa 0,05 mm dicken Arme werden durch die Umkrustung zu Fasern von 0,1—0,25 mm Durchmesser verdickt.

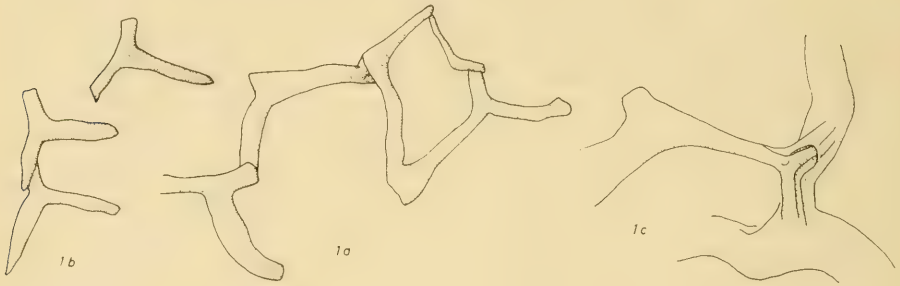


Abb. 1a—c: *Enaulofungia semicinta* (Quenstedt), ob. Weißjura, Schnaittheim bei Heidenheim a. d. Brenz (1952 XV 553).

a. Partie des Stützskeletts aus miteinander verbundenen Tripoden. Die Arme sind teilweise durch die umhüllende Kalzitkruste verdickt. x 50.

b) Einzelne Tripode des Stützskeletts. x 50.

c) Fasern des Stützskeletts. Die Kalzithülle ist an einer Stelle aufgebrochen, so daß ein in der Achse der Fasern gelegenes Tripod sichtbar wird. x 50.

Im Dünnschliff läßt sich erkennen, daß die Hülle aus mehreren, gewöhnlich 2—4, konzentrisch angeordneten Lagen besteht, die parallel zu den Armen der Nadeln verlaufen. Die Dicke dieser Lagen beträgt größenordnungsmäßig 0,01 mm.

Die einzelnen Lagen lassen sich optisch nicht weiter auflösen. Die Untersuchung im Polarisationsmikroskop zeigt, daß die optischen Achsen der submikroskopischen Kristallite senkrecht zur Oberfläche der Kalzithülle liegen. Die Kristallite sind also radial angeordnet. Dabei liegen die einzelnen Lagen einer Hülle optisch nicht in derselben Ebene.

Bei den untersuchten Exemplaren ist an einigen Stellen bei der Anwitterung die Hülle aufgebrochen, so daß die darin liegenden Dreistrahler sichtbar sind (siehe Abb. 1c und 3).

Durch die Umkrustung können die Tripode des Stützskeletts nicht mehr einzeln unterschieden werden. Es entsteht ein scheinbar regelloses Fasergeflecht. Die Fasern stoßen, wie Rauff (1893, S. 182) schreibt, gewöhnlich in „Dreiwegen" zusammen. Ein solcher „Dreiweg" ist das umkrustete Zentrum eines Tripods.

Die Faserabschnitte zwischen zwei Knoten sind gewöhnlich länger als die Arme der Dreistrahler, da daran meist 2 miteinander verbundene Strahlen von benachbarten Tripoden beteiligt sind.

Das Stützskelett der untersuchten oberjurassischen Pharetronida besteht also aus Tripoden, die von einer Kalzithülle umgeben sind. Durch diese Hülle werden die Tripode fest miteinander verbunden. In ähnlicher Form erfolgt die Verbindung der Skelettelemente bei vielen Hyalospongea durch Anlagerung von SiO_2.

Hinde (1887—1912) bildet mehrere Schnitte durch die Fasern von Pharetronen ab, an denen genau wie bei den oben beschriebenen Exemplaren zu erkennen ist, daß die Nadeln von einer Kruste aus mehreren dünnen Lagen umgeben sind (z. B. bei *Holcospongia floriceps*, Taf. 16, Fig. 6c, *Elasmostoma palmatum*, Taf. 17, Fig. 9c). Auch bei Oppliger (1929) finden sich Schliffbilder, die so gedeutet werden können.

Kleine gebogene Stabnadeln, welche — wie Hinde (1887—1912, S. 84) und Oppliger (1915, S. 2) angeben — die großen Drei- und Vierstrahler umgeben sollen, konnten an dem untersuchten Material nicht entdeckt werden. Nach den Ausführungen von Oppliger (1929, S. 2) „ist nicht selten an den Rändern der Fasern um die Skelettlücken herum eine faserige Struktur zu erkennen, welche gebogene Stabnadeln vortäuschen kann". Ob die Beobachtung der Stabnadeln in allen Fällen auf einer solchen Täuschung beruht, oder ob die äußere Kruste der Fasern bei manchen Pharetronen tatsächlich von Stabnadeln gebildet wird, kann hier nicht entschieden werden.

3. Entstehung der Skelettfasern

Die Frage nach der Entstehung der Pharetronenfasern spitzt sich nun darauf zu, ob die Kalzithülle um die einzelnen Nadeln vom lebenden Schwamm ausgeschieden wurde, oder ob sie entsprechend der Ansicht von Dunikowsky (1883) und Rauff (1914) durch einen anorganischen Prozeß gebildet wurde. Welter (1910, S. 46 f.) hat Argumente für die primäre organische Natur der Fasern angeführt, die gleichermaßen speziell auf die Kalzithülle um die Nadeln bezogen werden können. Für eine primäre organische Bildung spricht die Gleichartigkeit, mit welcher die Kalzithülle im ganzen Stützskelett eines Schwammes und auch bei Schwämmen von verschiedenen Fundorten auftritt. Auch kann die Tatsache, daß die Hülle regelmäßig aus mehreren Schichten aufgebaut ist, schwerlich durch eine sekundäre, anorganische Umkrustung gedeutet werden.

Am wahrscheinlichsten läßt sich die Entstehung der Fasern bei den untersuchten Kalkschwämmen so erklären, daß die Nadeln ganz ähnlich wie bei den rezenten Gattungen *Petrostroma* und *Minchinella* als freie Dreistrahler gebildet wurden und dann durch eine vom lebenden Schwamm ausgeschiedene Kalzithülle miteinander verschmolzen sind.

Das Stützskelett von *Petrostroma* besteht aus zunächst freien Vierstrahlern, die miteinander verschmelzen, „indem die einander benachbarten Arme sich dicht

aneinander legen und . . . von einer gemeinsamen Kalkhülle umgeben werden, die die verschmolzenen Strahlen als ein einheitliches Gebilde erscheinen läßt" (Döderlein, 1897, S. 22). Auch bei *Minchinella* besteht das Stützskelett aus Vierstrahlern, die durch ein Art Zement miteinander verschmolzen sind. Kirkpatrick (1908, S. 508) schreibt hierüber: "The cement covers the whole spicule, which can be dimly discerned in the axes of the strands of the networks". Dieser Zement wird, wie Kirkpatrick (1908, S. 509) feststellen konnte, von besonderen Zellen, den Telmatoblasten, gebildet.

Die große Ähnlichkeit, die zwischen den untersuchten oberjurassischen Kalkschwämmen und *Petrostroma* und *Minchinella* im Skelettbau besteht, rechtfertigt die Annahme, daß das Stützskelett in der gleichen Weise gebildet wurde.

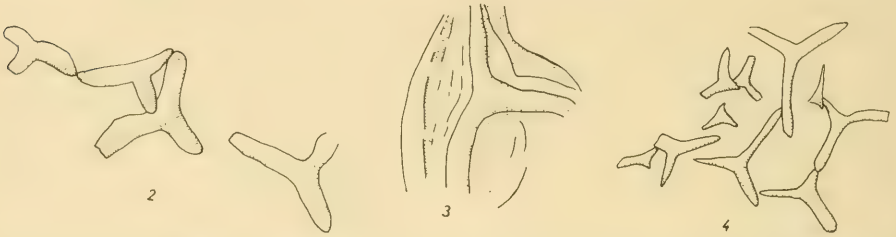


Abb. 2—3: *Corynella* aff. *quenstedti* Zittel, ob. Weißjura, Laisacker bei Neuburg a. d. Donau.
2: Tripode des Stützskeletts, an den Spitzen durch Anlösung abgerundet. (1957 II 216). x 50.
3: Zentrum eines Tripods in einer aufgebrochenen Kalzithülle (1957 II 220). x 100.

Abb. 4: *Enaulofungia semicincta* (Quenstedt), ob. Weißjura, Schnaittheim bei Heidenheim a. d. Brenz (1952 XV 553). Triode des Dermalskeletts, teilweise unvollständig erhalten. × 50.

4. Beobachtungen am Dermalskelett

Das Dermalskelett konnte an 2 Exemplaren von *Enaulofungia semicincta* (Quenstedt) aus dem Weißjura Zeta von Schnaittheim bei Heidenheim a. d. Brenz beobachtet werden. Bei dieser Art ist ein großer Teil des Schwammkörpers mit einer dichten Deckschicht überzogen. Diese Deckschicht besteht aus miteinander verfilzten kleinen Dreistrahlern, deren Arme in einer Ebene liegen oder eine ganz stumpfe Pyramide bilden. Nach der Nomenklatur von Rauff (1893—94, S. 149) sind sie als Triode zu bezeichnen.

Auch hier kommen reguläre und sagittale Dreistrahler vor, wobei die regulären überwiegen. Die zugespitzten Arme sind meistens zwischen 0,16 und 0,19 mm lang. Als Extremwerte wurden 0,09 und 0,26 mm gemessen.

5. Systematische Stellung der untersuchten Kalkschwämme

Unter den rezenten Calcispongea weisen die Gattungen *Petrostroma* und *Minchinella* einen ähnlichen Bau des Stützskelettes auf wie die untersuchten oberjurassischen Pharetronida. Rauff (1893—94, S. 204) stellt *Petrostroma* zu der

Ordnung Lithonina. Im Skelettbau unterscheiden sich die Lithonina von den oben beschriebenen Kalkschwämmen aus dem oberen Jura im wesentlichen dadurch, daß ihr Stützskelett überwiegend aus Vierstrahlern aufgebaut wird, das der oberjurassischen Pharetronida aus Dreistrahlern. Die Verschmelzung der Nadeln erfolgt auf ganz übereinstimmende Weise.

De Laubenfels (1955) unterteilt die Ordnung Pharetronida in die Unterordnungen Stereina und Chalarina. Die Stereina entsprechen den Lithonina Rauff, während die übrigen Pharetronida — darunter auch die oberjurassischen Gattungen — den Chalarina zugerechnet werden. Als Kennzeichen für die Stereina gibt de Laubenfels (1955, S. 99) an, daß ein festes Skelett durch Vereinigung der Nadeln an den Spitzen der Strahlen entsteht. Die Chalarina sind dagegen nach de Laubenfels (1955, S. 97) dadurch gekennzeichnet, daß die Skelettzüge von Nadeln gebildet werden, die nicht an den Spitzen verbunden sind.

Die Verbindung der Nadeln erfolgt aber, wie oben ausgeführt wurde, bei einem Teil der von de Laubenfels zu den Chalarina gestellten Gattungen auf die gleiche Weise wie bei den Stereina. Bei der Gattung *Petrostroma*, welche ursprünglich zur Aufstellung der Lithonina (= Stereina) Anlaß gegeben hat, erfolgt die Verschmelzung der Nadeln an einer beliebigen Stelle der Strahlen (s. Döderlein, 1910, S. 23), nicht anders als bei den untersuchten oberjurassischen Gattungen.

Demnach wäre ein Teil der Gattungen, die de Laubenfels (1955) bei den Chalarina anführt, ebenfalls zu den Stereina zu rechnen. Schon Hinde (1900, S. 58) hat die Vermutung geäußert, daß bei mehreren jurassischen und cretacischen Pharetronen-Gattungen die Skelettnadeln in der gleichen Weise verschmolzen sind bei wie *Petrostroma* und *Plectroninia*, und daß sie daher zu den Lithonina zu stellen sind.

Hier soll jedoch die von Steinmann (1882) durchgeführte Trennung der Pharetronida in die Unterordnungen Sphinctozoa und Inozoa beibehalten werden, welche kürzlich Seilacher (1962) wieder aufgegriffen hat, und die auch Vacelet — nach freundlicher brieflicher Mitteilung — befürwortet.

Rezent sind nur die Inozoa bekannt. Die rezenten Pharetronida verteilen sich auf die 3 Familien Lelapiidae, Minchinellidae und Murrayonidae (s. Vacelet, 1960, S. 434). Davon sind bisher nur die Minchinellidae, welche den Lithonina (= Stereina) entsprechen, mit Sicherheit fossil nachgewiesen. Ob ein Teil der fossilen Pharetronida den rezenten Murrayonidae entspricht, wie dies Vacelet (1960) annimmt, erscheint bisher noch ungewiß.

Die Minchinellidae sind durch ein Stützskelett aus verschmolzenen Vierstrahlern gekennzeichnet, bei denen meistens ein Arm als verlängerter Apikalstrahl ausgebildet und zur Oberfläche des Schwammes hin gerichtet ist. Ihnen läßt sich nun eine Gruppe von fossilen Pharetronida gegenüberstellen, deren Stützskelett vorwiegend aus verschmolzenen Dreistrahlern besteht, bei denen naturgemäß kein Apikalstrahl entwickelt ist. Für diese wird der Familienname Elasmostomatidae de Laubenfels (1955) übernommen.

In Anlehnung an Seilacher (1962, S. 783) lassen sich die untersuchten oberjurassischen Kalkschwämme in folgendes systematisches Schema einordnen:

Ordnung Pharetronida Zittel
„Kalkschwämme, deren Nadeln in ein ursprüngliches kalkiges Sklerosom eingebettet sind"

Unterordnung Sphinctozoa Steinmann
„Skelett mit deutlicher Segmentierung"

Unterordnung Inozoa Steinmann
„Skelett ohne deutliche Segmentierung"

Familie Minchinellidae Dendy & Row
Stützskelett aus verschmolzenen Vierstrahlern mit radial gerichtetem Apikalstrahl

Familie Elasmostomatidae de Laubenfels
Stützskelett aus verschmolzenen Dreistrahlern

Die Familie Elasmostomatidae umfaßt die Gattungen *Elasmostoma*, *Corynella*, *Ensiphonella*, *Enaulofungia*, *Peronidella*. Daß achsiale Dreistrahler für die namengebende Gattung *Elasmostoma* charakteristisch sind, konnte schon Hinde (1883, S. 193 ff.; 1887—1912, S. 243) nachweisen. Welche weiteren Gattungen zur Familie Elasmostomatidae gehören, und inwieweit Übergänge zwischen einem Skelett aus verschmolzenen Dreistrahlern und aus verschmolzenen Vierstrahlern vorkommen, können erst weitere Untersuchungen zeigen.

Die stammesgeschichtlichen Zusammenhänge sind vorerst noch ungeklärt. Minchinellidae sind seit der Oberkreide bekannt, während die Elasmostomatidae im Jura bereits in weiter Verbreitung vorkommen. Die Gattungen *Peronidella* und *Corynella* treten in der Oberkreide noch neben den Minchinellidae auf (s. Welter, 1910). Möglicherweise sind also die Elasmostomatidae Vorläufer der Minchinellidae. Doch müssen auch hier noch weitere Untersuchungen abgewartet werden, da beispielsweise über den Skelettbau der Pharetronida aus der Trias noch sehr wenige Einzelheiten bekannt sind.

Herrn Dr. K. Doben (München) danke ich für Hilfe bei der polarisationsoptischen Untersuchung. Herrn Dr. A. v. Hillebrandt (Berlin) verdanke ich die Exemplare aus dem oberen Weißjura von Engelhardsberg.

Die untersuchten Exemplare werden in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt.

Schriftenverzeichnis

Döderlein, L., 1897: Über die Lithonia, eine neue Gruppe von Kalkschwämmen. — Zool. Jb., **10**, Abt. Systematik, S. 15—32, Taf. 2—6, Jena.

Dunikowsky, E. v., 1883: Die Pharetronen aus dem Cenoman von Essen und die systematische Stellung der Pharetronen. — Palaeontographica, **29**, S. 281—324, Taf. 37—40. Kassel.

Hinde, J. G., 1883: Catalogue of the fossil sponges in the Geological Department of the British Museum (Natural History). 248 S., 38 Taf. London.

Hinde, J. G., 1887—1912: A monograph of the British fossil sponges. Vol. I. Sponges of the Palaeozoic and Jurassic strata. — (Palaeontogr. Soc. 1886—1911), 264 S., 19 Taf., 7 Abb. London.

Hinde, G. J., 1900: On some remarkable Calcisponges from the Eocene strata of Victoria (Australia). — Quart. J. geol. Soc., **56**, S. 50—66, Taf. 3—5. London.

Kirkpatrick, R., 1908: On two new genera of recent Pharetronid sponges. — Ann. Mag. natur. Hist., (8) **2**, S. 503—514, Taf. 13—15. London.

Laubenfels, M. W. de, 1955: Porifera. In: Treatise on Invertebrate Paleontology, **E**, S. 21—122, Abb. 14—89. New York u. Lawrence.

Oppliger, F., 1929: Die Kalkschwämme des schweizerischen Jura. — Abh. schweizer. palaeontol. Ges., **48**, 31 S., 4 Taf. Basel.

Rauff, H., 1893—94: Palaeospongiologie. — Palaeontographica, **40**, S. 1—346, Taf. 1—17. Stuttgart.

Rauff, H., 1914: *Barroisia* und die Pharetronenfrage. — Paläontol. Z., **1**, S. 74—144, Taf. 1—2, 12 Abb. Berlin.

Seilacher, A., 1962: Die Sphinctozoa, eine Gruppe fossiler Kalkschwämme. — Akad. Wiss. Lit., Abh. math.-naturw. Kl. **1961**, S. 720—790, 9 Taf., 8 Abb. Mainz.

Steinmann, G., 1882: Pharetronen-Studien. — N. Jb. Mineral. 1882, 2, S. 139—191, Taf. 6—9. Stuttgart.

Vacelet, J., 1960: Interprétation nouvelle de la fibre des Eponges Pharétronides (Calcispongia) fossiles d'après les Pharétronides actuelles. — N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. **1960**, S. 433—439. Stuttgart.

Welter, O. A., 1910: Die Pharetronen aus dem Essener Grünsand. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlande u. Westfalen, **67**, S. 1—82, Taf. 1—3, 10 Abb. Bonn.

Zittel, K. A. v., 1878: Studien über fossile Spongien. 3. Abt.: Monactinellidae, Tetractinellidae und Calcispongiae. — Abh. 2. Cl. kgl. bayer. Akad. Wiss., **13**, Abt. 2, 48 S., Taf. 11—12. München.

Tafelerläuterung

Tafel 4

Fig. 1a—c: *Enaulofungia semicincta* (Quenstedt), ob. Weißjura, Schnaittheim bei Heidenheim a. d. Brenz (Bayer. Staatsslg. 1952 XV 553).

a. Stützskelett aus Tripoden. Die glänzenden nicht umkrusteten Tripode heben sich von den darunter liegenden, dickeren Fasern ab. x 20.

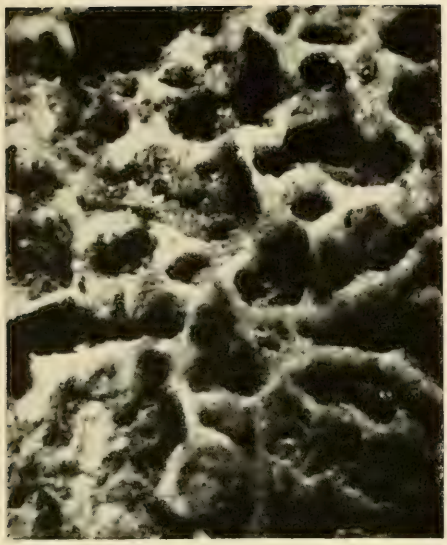
b. Skelettfasern des Stützskeletts. Bei dem in der Mitte des Bildes von links unten nach rechts oben verlaufenden Balken ist die Kruste aufgebrochen; die ursprünglich darin liegende Nadel ist nicht erhalten. An dem abgebrochenen Balken rechts davon ist ein Teil der dünnen Kruste zu erkennen. x 40.

c. Dermalskelett aus Trioden. x 20.

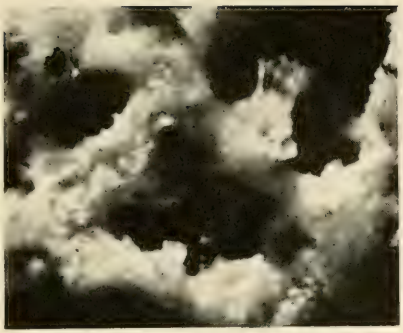
Fig. 2a—b: *Eusiphonella hemisphaerica* (Goldfuss), ob. Weißjura, Laisacker bei Neuburg a. d. Donau (Bayer. Staatsslg., Schliff-Nr. 386b/63).

a. Fasern des Stützskeletts. Zwischen den Fasern hellere runde Skelettmaschen. Um die Skelettmasche oben in der Mitte mehrere konzentrische Lagen der Kalzithülle. Darunter (dunkel) 2 Arme eines Tripods. In der Achse der Faser links unten der Arm eines Tripods von etwas dunkleren Lagen der Kruste umgeben. Ein zweiter Arm dieses Tripods liegt in der Achse der dicken, senkrecht verlaufenden Faser. Polarisiertes Licht. x 100.

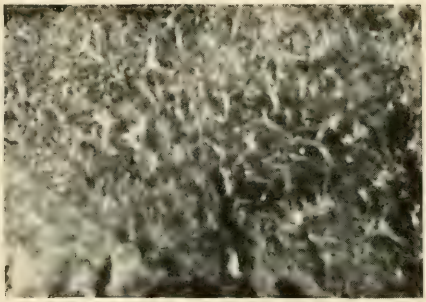
b. Einzelne Faser des Stützskeletts zwischen zwei Skelettmaschen. Die Achse der Faser wird von dem Arm eines Tripods eingenommen. Rechts von der Nadel sind 4 Lagen der Kruste angeschnitten; links sind 1 bis 3 Lagen zu erkennen. Polarisiertes Licht. Zur Verdeutlichung leicht retuschiert. x 200.



1a



1b



1c

2a

2b

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 4 | 23—36 | München, 31. Dez. 1964

Kalkschwämme aus dem Korallenkalk des oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau

Von Wolfgang Wagner, München[1])

Mit 7 Abbildungen und Tafeln 5—7

Zusammenfassung

Aus dem Korallenkalk des oberen Weißen Jura von Laisacker werden 6 Arten der Pharetronida beschrieben, welche den Gattungen *Ensiphonella*, *Corynella*, *Enaulofungia* und *Peronidella* angehören. Eine Abgrenzung der vorkommenden Gattungen auf Grund der Ausbildung ihres Kanalsystems ergibt gegenüber der Einteilung älterer Autoren einige Abweichungen.

Die meisten der vorkommenden Arten sind in ihrer Verbreitung auf die Flachwasserfazies des oberen Jura beschränkt.

Summary

This is a description of 6 species of Pharetronida, belonging to the genera *Ensiphonella*, *Corynella*, *Enaulofungia*, and *Peronidella*; all of them were collected from the Upper Jurassic coral-reef of Laisacker near Neuburg (Donau). The classification ot the genera represented is based on the structure of their canal-system; this classification partly differs from the systematic arrangements of preceding authors.

According to their habitats most of the species found at Laisacker are restricted to shallow water facies of the Upper Jurassic sea.

Inhalt

Vorwort 24
1. Die Familie Elasmostomatidae 24
2. Systematische Beschreibung der Arten 26
3. Verbreitung der beschriebenen Arten 34
Schriftenverzeichnis, Tafelerklärungen. 35/36

[1]) Dipl.-Geol. Dr. W. Wagner, 83 Landshut, Marienplatz 11.

Vorwort

Die mit der Beschreibung der Kieselschwämme begonnene Bearbeitung der Spongien aus dem Riffkalk von Laisacker (WAGNER 1963) wird nun mit den Ergebnissen der Untersuchung der Kalkschwämme abgeschlossen. Über die Verbreitung und die paläo-ökologische Bedeutung der Calcispongea von Laisacker wurde bereits in der genannten Arbeit (WAGNER 1963) berichtet.

Die untersuchten Kalkschwämme wurden zum größten Teil bei verschiedenen Besuchen des Steinbruchs in Laisacker im Frühjahr und Sommer 1962 aufgesammelt. Drei Exemplare stammen aus der Sammlung, welche Herr Amtmann Fruth, Landau a. d. Isar, der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie überlassen hat. Sämtliche untersuchten Exemplare werden in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt.

An Vergleichsmaterial standen Originale zu GOLDFUSS und QUENSTEDT aus den paläontologischen Sammlungen der Universitäten Tübingen und Bonn sowie der Bayerischen Staatssammlung in München zur Verfügung. Für die Zusendung von Originalen bin ich Herrn Prof. Dr. H. HÖLDER, Tübingen, Herrn KOTTEK, Tübingen, und Herrn Dr. J. SCHWEITZER, Bonn, zu Dank verpflichtet.

Herrn Prof. Dr. R. DEHM und Herrn Konservator Dr. K. W. BARTHEL möchte ich hier noch einmal für ihre Unterstützung danken. Herrn Dr. K. DOBEN, München, und Herrn Dipl. Geol. G. KRUSE, München, danke ich für Mithilfe bei den Aufsammlungen.

1. Die Familie Elasmostomatidae

Sämtliche in Laisacker gefundenen Calcispongea gehören der Familie Elasmostomatidae an. Die Abgrenzung der Familie Elasmostomatidae und ihre Stellung innerhalb der Pharetronida wurde bereits an anderer Stelle (WAGNER 1964) erörtert.

Diagnose: Calcispongea, deren Skelett von Dreistrahlern aufgebaut wird, welche durch Anlagerung von Kalzit fest miteinander verbunden sind.

Während für die Zugehörigkeit zur Familie der Bau des Skeletts ausschlaggebend ist, läßt sich zur Unterscheidung der einzelnen Gattungen in erster Linie die Organisation des Kanalsystems verwenden. ZITTEL (1878) und HINDE (1887—1912) haben daneben noch andere Merkmale zur Abgrenzung der Gattungen herangezogen, wie die Weite der Zentralhöhle oder die mehr oder weniger starke Ausbildung einer Deckschicht. Die Weite des Paragasters variiert bei Arten mit gleicher Ausbildung des Kanalsystems außerordentlich stark und wird daher hier lediglich als Artmerkmal angesehen. Unterschiede in der Dicke der Skelettfasern des Stützskelettes konnten an dem untersuchten Material nicht fest-

gestellt werden. Die Entwicklung bestimmter Dermalschichten wird sich vielleicht bei ausgedehnteren Untersuchungen als wichtiges Kriterium erweisen.

Unter den Elasmostomatidae aus Laisacker treten vier verschiedene Typen des Kanalsystems auf, entsprechend vier verschiedenen Gattungen:

1. *Eusiphonella* (Abb. 1): Die Zentralhöhle läuft seitlich in Radialspalten aus. Die Zentralhöhle sieht bei diesem Typ von oben sternförmig gezackt aus. Das Kanalsystem besteht aus meist recht kurzen Epirrhysen, die senkrecht zur Oberfläche in die Wand eindringen, und vertikal angeordneten Aporrhysen. Die Aporrhysen durchziehen die Wand hinter und zwischen den Radialspalten und stehen mit diesen durch sehr kleine Öffnungen in Verbindung. Außerdem können sich die Radialspalten noch in horizontale Ausfuhrkanäle fortsetzen.

Dieser Typ des Kanalsystems ist besonders deutlich bei *Eusiphonella madreporata* ausgeprägt, die bisher zu *Corynella* gerechnet wurde. Er läßt sich aber auch gut bei der Typusart *E. bronnii* beobachten. Außerdem ist das Kanalsystem bei „*Myrmecidium*" *hemisphaericum* nach diesem Plan gebaut.

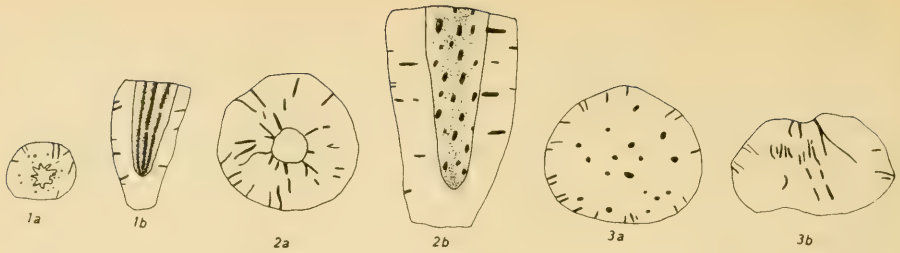
2. *Corynella* (Abb. 2): Die Zentralhöhle setzt sich nicht in Radialspalten fort; die Paragasterwand ist nicht ausgebuchtet oder durch vertikale Spalten unterbrochen. Die Epirrhysen dringen horizontal in die Wand ein und alternieren mit meist recht langen, geraden oder schwach gebogenen, ebenfalls horizontalen Aporrhysen. Vertikale Ausfuhrkanäle sind nicht vorhanden. Die Aporrhysen münden auf der Wand der Zentralhöhle in ziemlich großen Postiken.

Von dem Kanalsystem von *Eusiphonella* läßt sich dieser Typ leicht dadurch unterscheiden, daß die Wand der Zentralhöhle nicht gezackt oder gefurcht erscheint und daß sie mit Postiken besetzt ist. Besonders schön läßt sich dies bei *Corynella quenstedti* und verwandten Arten beobachten.

3. *Enaulofungia* (Abb. 3): Eine deutlich eingetiefte Zentralhöhle ist nicht ausgebildet, höchstens ein flaches Osculum. Die Epirrhysen dringen von der Oberfläche senkrecht in die Wand ein. Sie überkreuzen sich mit Aporrhysen, die in der Mitte des Schwammes vertikal, am Rand gebogen verlaufen. Die Aporrhysen münden zu mehreren in einem Osculum.

4. *Peronidella*: Eine deutlich eingetiefte Zentralhöhle ist vorhanden. Weder Epirrhysen noch Aporrhysen sind zu erkennen. Die Kanälchen waren so klein, daß sie in den Skelettmaschen Plaz gefunden hatten und deshalb keine Modifizierung des Skelettes verursacht haben.

Gegenüber der Einteilung von Zittel (1878) ist hier die Abgrenzung von *Eusiphonella* und *Corynella* neu. Zittel hat offensichtlich das Vorhandensein einer sehr weiten und tiefen Zentralhöhle als kennzeichnendes Merkmal für *Eusiphonella* angesehen, während er dickwandige Arten zu *Corynella* stellt. Zittel (1878, S. 35) schreibt jedoch selbst, daß die Magenhöhle bei *Corynella* sehr veränderlich ist.



Abbildungserläuterungen

Abb. 1—3: Schematische Darstellung von verschiedenen Typen des Kanalsystems oberjurassischer Pharetronida.

1: *Eusiphonella bronnii* (Münster), a: Querschnitt, b: Längsschnitt;

2: *Corynella quenstedti* Zittel, a: Querschnitt, b: Längsschnitt;

3: *Enaulofungia glomerata* (Quenstedt), a: Querschnitt, b: Längsschnitt.

Alle Abb. etwa 2 x nat. Gr.

2. Systematische Beschreibung der Arten

Eusiphonella Zittel, 1878

(Subjektive Synonyme: *Myrmecium* Goldfuss, 1826; *Myrmecidium* Vinassa, 1901)

Zylindrische oder kugelige Schwämme mit tiefer Zentralhöhle, die sich seitlich in Radialspalten fortsetzt. Wand von Vertikalkanälen durchzogen. Außenseite mit kleinen Ostien. Die Basis, zum Teil auch die Außenseite mit einer dichten Deckschicht überzogen.

Typusart: *Eusiphonella bronnii* (Münster); des. Hinde, 1893 (S. 219).

Die Gattung *Myrmecidium* wird hier als subjektives Synonym von *Eusiphonella* angesehen, da sie den gleichen Bau des Kanalsystems aufweist. Die mehr rundliche Gestalt und die engere Zentralhöhle bei *Myrmecidium* stellen keine ausreichenden Unterschiede zur Abtrennung einer Gattung dar. Ob sich *Eusiphonella* und *Myrmecidium* als Untergattungen auseinanderhalten lassen, kann erst eine Revision der bekannten Arten zeigen.

Die Radialspalten sind meist als feine Einschnitte in der Wand der Zentralhöhle zu sehen. Am besten lassen sie sich im Querschnitt erkennen als sternförmig von der Zentralhöhle ausgehende Hohlräume. Da die Radialspalten nicht genau in einer horizontalen Ebene verlaufen, täuschen sie in Längsschnitten meist Horizontalkanäle vor, sofern sie überhaupt getroffen werden.

Eusiphonella ist vorwiegend im oberen Jura von Mittel- und Westeuropa und im Dogger von England verbreitet. *Myrmecidium* (?) *hindei* Vinassa (1901) aus der Trias dürfte nach dem Kanalsystem eher zu *Corynella* gehören.

Eusiphonella bronnii (Münster)

Taf. 5, Fig. 1a—c, 2, 3; Abb. 1

Diagnose: Kleine zylindrische oder stumpf kreiselförmige Schwämmchen, die meistens in Stöckchen wachsen. Die weite und tiefe Zentralhöhle mündet in dem abgestutzten Scheitel und setzt sich seitlich in kurze Radialspalten fort. Die Wand wird von sehr kleinen Vertikalkanälen durchzogen; auf der Außenseite stehen ziemlich dicht nadelstichartige Ostien.

v*1829 *Scyphia Bronnii* Münster—Goldfuss, Petr. Germ., S. 91, Taf. 33, Fig. 9a (von Taf. 33, Fig. 9b)

1858 *Scyphia Bronnii* — Quenstedt, Jura, S. 697, Taf. 84, Fig. 20

1877 *Scyphia Bronnii* — Quenstedt, Schwämme, S. 183, Taf. 124, Fig. 7, 8, 10—13

1878 *Eusiphonella Bronni* Münst. Goldf. — Zittel, Studien III, S. 35

Lectotypus: *Scyphia bronnii* Münster, 1826, Taf. 33, Fig. 9a. In der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München befinden sich zwei Originale zu Münster, 1824, Taf. 33, Fig. 9a aus dem oberen Weißjura von Nattheim. Von diesen wird das auf Taf. 5, Fig. 1a—c neu abgebildete Exemplar (AS VII 254), welches im Habitus mit der Originalabbildung besser übereinstimmt, hier als Lectotypus ausgewählt.

Der Lectotypus besteht aus einem insgesamt 37 mm breiten Stock, von dem 12 Individuen aus dem Gestein herausragen. Die einzelnen Individuen hängen an der Wurzel zusammen; sie sind 9—14 mm lang; ihr Durchmesser beträgt am Scheitelrand 5—7,6 mm. Am Scheitel ist die Zentralhöhle 1,2—1,8 mm weit, die Wand 2,1—2,9 mm dick. Auf der Oberfläche der Außenseite stehen ziemlich dicht 0,14—0,20 mm weite Ostien. Die Basis des Stockes und der unterste Teil mancher Individuen sind von einer glatten Deckschicht überzogen. Das Exemplar ist verkieselt; einzelne Nadeln sind daher nicht erhalten.

Das andere Original zu Münster (AS VII 255) ist ein Stöckchen aus 4 Individuen; ein 5. Individuum scheint abgebrochen zu sein. Die Länge der Individuen beträgt 24,5—27,5 mm, ist also größer als beim Lectotypus. Äußere Form und Kanalsystem entsprechen ganz denen des Lectotypus. Der Durchmesser der Individuen beträgt am Scheitelrand um 7,5 mm.

Material aus Laisacker: Aus Laisacker liegen 7 kleine, nach unten konisch zulaufende, meist leicht gebogene Exemplare vor (1957 II 180—186), teilweise sicher Bruchstücke von Stöckchen. Die Länge der einzelnen Individuen beträgt 9,5—19 mm, ihr größter Durchmesser 5—18 mm. Die Zentralhöhle ist im Scheitel 1,1—2,1 mm weit. Die Erhaltung ist bei allen Exemplaren nicht sehr günstig. Einzelene Tripode sind undeutlich zu erkennen.

Unterschiede: *Eusiphonella bronnii* unterscheidet sich von anderen Arten der Gattung *Eusiphonella* durch die zylindrische Gestalt, die relativ geringe Größe und den kleinen Durchmesser.

Verbreitung: Sicher zu *E. bronnii* gehörige Stücke waren bisher nur aus dem oberen Weißjura von Nattheim bekannt. Als *E. bronnii* bezeichnete Exemplare aus älteren Weißjurastufen (z. B. Goldfuss, 1824, Taf. 33, Fig. 9b) sind durchwegs deutlich länger und dürften einer selbständigen Art angehören.

Eusiphonella hemisphaerica (Goldfuss)

Taf. 5, Fig. 4a—b, 5a—b, 6, 7; Abb. 4, 5

Diagnose: Kleine, rundliche Schwämme mit enger und tiefer Zentralhöhle, die sich in schmale Radialspalten fortsetzt; meist einzeln oder als Stöckchen aus einigen deutlich getrennten Individuen.

1808 Alcyonite — Parkinson, Org. remains, S. 184, Taf. 10, Fig. 7—9
v*1826 *Myrmecium hemisphaericum* nobis — Goldfuss, Petr. Germ., S. 18, Taf. 6, Fig. 12a—c
v 1826 *Cnemidium rotula* nobis — Goldfuss, Petr. Germ. S. 16, Taf. 6, Fig. 6, 6a, 6b
1857 *Spongites rotula* — Quenstedt, Jura, S. 667, Taf. 81, Fig. 81—84
1877 *Spongites rotula* (mit *rotula biretiformis, foliata, cylindrata, coniformis, pedunculata, longiceps*) — Quenstedt, Schwämme, S. 234—244, Taf. 126, Fig. 1—41
1878 *Myrmecium hemisphaericum* Goldf. — Zittel, Studien III, S. 128

Holotypus: *Myrmecium hemisphaericum* Goldfuss, 1826, Taf. 6, Fig. 12.

Der Holotypus stammt aus dem mittleren Weißjura von Thurnau in Oberfranken und wird in der paläontologischen Sammlung der Universität Bonn (Sammlungs-Nr. 71) aufbewahrt. Die Abbildung bei Goldfuss ist recht naturgetreu. Der 8 mm hohe und maximal 12,5 mm breite Schwamm liegt in verkieselter Erhaltung vor. Der Paragaster ist 1 mm weit. Vom Skelett sind einzelne Tripode stellenweise noch undeutlich zu erkennen.

Material aus Laisacker: 120 Exemplare (1957 II 11; 1957 II 187—200).

Höhe und Durchmesser der Schwämmchen betragen durchschnittlich 10—15 mm. Meist übertrifft die Höhe den Durchmesser ein wenig. Die Exemplare aus Laisacker erreichen eine Höhe von 22,5 mm, eine maximale Dicke von 16 mm.

Die Schwämmchen werden von einem engen und mehr oder weniger tiefen Paragaster durchzogen, dessen Weite 0,8—1,5 mm beträgt. An der Mündung erweitert sich die Zentralhöhle zu einem bis 3 mm weiten Osculum. Der Paragaster durchzieht den Schwamm meist fast bis zur Basis. Die Oberfläche ist von winzigen, 0,13—0,19 mm weiten Ostien durchbohrt. Die geraden oder leicht gebogenen Radialspalten sind 0,15—0,28 mm weit und dringen ziemlich tief in die Wand ein. Nach außen setzen sie sich in dünnere Radialkanäle fort, die häufig verzweigt sind und bis nahe zur Außenwand reichen. Außerdem wird die Wand von winzigen Vertikalkanälchen durchzogen.

In Vertikalschnitten durch die Zentralhöhle werden die Radialspalten meist nicht getroffen. In vertikalen Tangentialschnitten treten sie als schmale, ziemlich gerade verlaufende Hohlräume in Erscheinung. In schräg durch die Zentralhöhle gelegten Schnitten spaltet sich diese scheinbar nach unten in mehrere

Kanäle auf (s. Taf. 5, Fig. 7). In schrägen Schnitten können die Radialspalten auch als gewundene Horizontalkanäle erscheinen. Dabei ist zu beachten, daß die Zentralhöhle nicht unbedingt gerade den Schwamm durchzieht, sondern meist etwas gebogen verläuft.

Bei den Exemplaren aus Laisacker ist die Oberfläche gewöhnlich in Kalzit umkristallisiert. Die Deckschicht, welche den unteren Teil der Schwämmchen überzogen hat, ist an keinem Stück mehr erhalten.

Unterschiede: *Eusiphonella hemisphaerica* unterscheidet sich von anderen *Eusiphonella*-Arten aus dem Malm durch die kugelige Gestalt, vor allem durch den gerundeten Scheitel.

Vorkommen: *Eusiphonella hemisphaerica* ist vor allem im mittleren Malm von Süddeutschland und der Schweiz verbreitet; die Art ist aber auch aus dem höheren Malm bekannt (siehe z. B. Engel, 1908, S. 453). Im unteren Weißjura scheint sie zu fehlen.

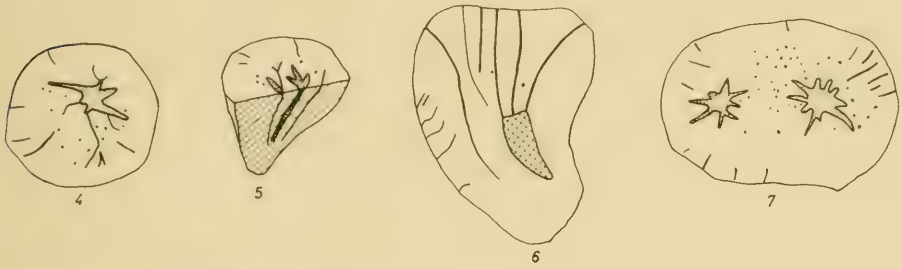


Abb. 4—5: *Eusiphonella hemisphaerica* (Goldfuss), Weißjura Zeta 1, Laisacker.
4: Querschnitt (1957 II 197), x 2.
5: Quer- und Längsschnitt; Längsschnitt tangential zum Paragaster, so daß die Radialspalten angeschnitten sind. (1957 II 198), x 2.

Abb. 6—7: *Eusiphonella madreporata* (Quenstedt), Weißjura Zeta 1, Laisacker.
6: Längsschnitt; Paragaster im unteren Teil schräg angeschnitten, so daß die seitlich vom Paragaster ausgehenden Radialfurchen diesen scheinbar nach oben fortsetzen. (1957 II 210), x 2.
7: Querschnitt (1957 II 209), x 2.

Eusiphonella madreporata (Quenstedt)

Taf. 6, Fig. 3, 4a—b, 5—8; Abb. 6, 7

Diagnose: Knollige Stöckchen mit zwei oder mehr Oscula. Die Einzelindividuen sind nur durch rundliche Erhebungen angedeutet und gehen ineinander über. Die Oscula setzen sich seitlich in Radialspalten fort.

1829 *Cnemidium astrophorum* Münster — Goldfuss, Petr. Germ. S. 97, Taf. 35, Fig. 12
1857 *Spongites astrophorus* — Quenstedt, Jura, S. 696, Taf. 84, Fig. 12
v*1877 *Madrespongia madreporata* — Quenstedt, Schwämme, S. 212, Taf. 124, Fig. 70—72
1878 *Corynella madreporata* Quenst. — Zittel, Studien III, S. 37
1883 *Corynella madreporata* Quenst. — Hinde, Catalogue, S. 181
1929 *Corynella madreporata* Quenst. — Oppliger, Kalkschwämme schweiz. Jura, S. 22

Lectotypus: *Madrespongia madreporata* Quenstedt, 1877, Taf. 124, Fig. 71; (Detailabbildung Taf. 6, Fig. 8 der vorliegenden Arbeit).

Von den drei Exemplaren, die Quenstedt (1877, Taf. 124) abgebildet hat, wird hier Fig. 71 als Lectotypus ausgewählt. Das Original stammt aus dem oberen Weißen Jura von Nattheim und wird in der paläontologischen Sammlung der Universität Tübingen aufbewahrt.

Das 27 mm hohe und maximal 48 mm breite Stöckchen trägt, wie Quenstedt (1877, S. 125) beschrieben hat, auf der Oberseite 18 Oscula.

Kanalsystem: Das Kanalsystem läßt sich besonders schön an den von Quenstedt (1877, Taf. 124, Fig. 70—72) abgebildeten Originalen aus Nattheim beobachten: Die Oscula sind 1—2 mm weit, teilweise durch Abreibung sekundär noch etwas erweitert. Sie liegen im Zentrum von kleinen rundlichen 10—15 mm breiten Erhebungen. Die Wand der einzelnen Erhebungen ist 4—7 mm dick. Um jedes Osculum gruppieren sich 8—14 deutlich erkennbare Radialspalten. Diese sind etwa 0,3 mm weit und werden durch ungefähr ebenso breite Wandvorsprünge getrennt. Die Spalten reichen bis 2 mm tief in die Wand hinein (vgl. Tab. 6, Fig. 6, 7).

Die Wand wird von 0,08—0,15 mm weiten Vertikalkanälen durchzogen, die durch winzige, 0,05 mm weite Öffnungen mit den Radialspalten in Verbindung stehen. Die Oberfläche ist dicht mit 0,2—0,4 mm weiten Ostien besetzt.

Skelett: Eine besondere Anordnung der Skelettfasern ist nicht zu erkennen. An den Wänden der Radialspalten sind die Fasern verbreitert und bilden eine sehr dichte Wand, die nur durch winzige Kanalöffnungen durchbrochen wird.

Material aus Laisacker: Die Art tritt in Laisacker recht häufig auf. Es wurden 27 Stöckchen (1957 II 201—211) getunden mit je 2—5 Oscula. Die Oscula erscheinen durch sekundäre Kristallisation oft sehr eng, doch zeigt sich im Anschliff, daß sie wie bei den Exemplaren aus Nattheim ursprünglich 1—2 mm weit waren. Die einzelnen Köpfchen sind 7—14 mm breit. Die Stöckchen sind 10—18 mm hoch und je nach der Anzahl der Köpfchen bis 30 mm breit.

Beziehungen und Unterschiede: Bruchstücke von Einzelindividuen von *Eusiphonella madreporata* lassen sich kaum von *E. hemisphaerica* unterscheiden, so daß man fast versucht ist, *E. madreporata* als stockförmige Wachstumsform der gleichen Art anzusehen. Bei *E. madreporata* ist jedoch nie eine Trennung in einzelne Individuen zu erkennen. Der Bau des Kanalsystems entspricht vollkommen dem von *E. hemisphaerica*. Die Oscula sind etwas weiter als die Zentralhöhle bei *E. hemisphaerica*. Außerdem sind die Radialspalten deutlicher ausgeprägt. Jedenfalls dürfte *E. madreporata* sehr nahe mit *E. hemisphaerica* verwandt sein.

Verbreitung: *Eusiphonella hemisphaerica* ist aus dem oberen Weißjura der Schwäbischen Alb und dem Oxfordien des Schweizer Jura bekannt.

Corynella Zittel, 1878

Zylindrische oder keulenförmige Schwämmchen mit mäßig weiter und ziemlich tiefer Zentralhöhle. Auf der Wand der Zentralhöhle münden zahlreiche gerade Horizontalkanäle.

Typusart: *Corynella foraminosa* (Goldfuss); des. Hinde, 1883 (S. 179).

Corynella ist im Jura und in der Kreide mit zahlreichen Arten vertreten. Ob die Arten, welche Zittel (1878, S. 36) und Hinde (1883, S. 178 f.) aus der Trias anführen, tatsächlich zu *Corynella* gehören, läßt sich erst bei einer Neubearbeitung dieser Schwämme beurteilen.

Corynella aff. quenstedti (Zittel)

Taf. 6, Fig. 1, 2; Abb. 2

Material aus Laisacker: 6 Exemplare (1957 II 90, 1957 II 216—220).

Beschreibung: Die äußere Form der Schwämme ist kurz zylindrisch mit rundem Querschnitt. In dem gerundeten oder abgeflachten Scheitel mündet die ziemlich tiefe Zentralhöhle.

Die vorliegenden Exemplare sind 15 bis über 30 mm hoch und 13—21 mm dick. Die Zentralhöhle ist an der Mündung 2—5 mm weit und verengt sich nach unten nur langsam.

Da sämtliche Exemplare oberflächlich umkristallisiert sind, lassen sich die Ostien nirgends beobachten. Im Anschliff zeigt sich jedoch, daß von der Oberfläche 0,13—0,16 mm weite Epirrhysen 1—2 mm tief in die Wand eindringen. Bedeutend länger sind die Aporrhysen, die vom äußeren Drittel oder der Mitte der Wand ausgehend gerade oder leicht gebogen radial zur Zentralhöhle hin verlaufen. Die Aporrhysen sind 0,16—0,45 mm weit und münden auf der Wand der Zentralhöhle in mehr oder weniger deutlich zu Reihen angeordneten Postiken.

Das Skelett besteht aus 0,09—0,13 mm dicken Fasern, die von verschmolzenen Tripoden gebildet werden. Die Arme der Tripode sind 0,02—0,03 mm dick und gewöhnlich 0,16—0,22 mm lang. Die größte beobachtete Länge eines Armes beträgt 0,29 mm.

Beziehungen und Unterschiede: Die Exemplare schließen sich an die Formen an, die Zittel (1878) als *Corynella quenstedti* zusammengefaßt hat. Zittel (1878, S. 36) bezieht sich dabei auf eine Reihe von Abbildungen bei Quenstedt (1877, Taf. 124, Fig. 58—64) von Schwämmen aus dem oberen Weißjura der Schwäbischen Alb mit rundlicher bis zylindrischer Gestalt und mit rundem oder kantigem Querschnitt. Ob es sich hier tatsächlich um verschiedene Variationen der Wachstumsform innerhalb derselben Art handelt, läßt sich nur an Hand eines umfangreicheren Materials entscheiden.

Andere *Corynella*-Arten des süddeutschen oberen Jura unterscheiden sich von diesen Formen, die sich jedenfalls um *C. quenstedti* gruppieren, durch ausgeprägte Längskanten oder seitlich eingedrückte Gestalt.

Zu dem Formenkreis um *C. quenstedti* gehören sicher auch die von Oppliger (1929) als *C. quenstedti* und *C. aspera* bezeichneten Exemplare aus dem unteren bis mittleren Malm der Schweiz.

Nach Oppliger (1929, S. 22) unterscheidet sich *C. aspera* von *C. quenstedti* durch Furchen am Scheitel. Da diese Furchen jedoch lediglich offene Radialkanäle darstellen, läßt sich dieses Merkmal kaum zur Abtrennung einer Art verwenden, und Oppliger (1929, S. 22) äußert auch selbst, „daß man über die Zuteilung zur einen oder andern Art in starke Zweifel geraten kann".

Da eine Artabgrenzung innerhalb der zylindrischen *Corynella*-Formen des oberen Jura bisher noch nicht möglich ist, werden die Exemplare aus Laisacker vorläufig als *C.* aff. *quenstedti* bezeichnet.

Manche Exemplare sehen äußerlich großen Individuen von *Ensiphonella hemisphaerica* recht ähnlich. Sie unterscheiden sich davon durch die etwas weitere Zentralhöhle und vor allem durch das Fehlen von Radialspalten. Auch schlechter erhaltene Exemplare lassen erkennen, daß in die Zentralhöhle einzelne Radialkanäle münden, und daß sie sich nicht in offene Spalten fortsetzt.

Enaulofungia Fromentel, 1859

(= *Holcospongia* Hinde, 1893)

Kugelige, keulenförmige oder scheibenförmige kleine Schwämme, die einzeln oder in Stöcken wachsen. In einem flachen Osculum münden mehrere Ausfuhrkanäle. Über den gerundeten Scheitel ziehen radial vom Osculum ausgehende Furchen. Die Basis der Schwämmchen ist mit einer Deckschicht überzogen.

Typusart: *Enaulofungia corallina* Fromentel, 1859.

Enaulofungia ist durch zahlreiche Arten im unteren bis oberen Jura von Süddeutschland, Frankreich und England vertreten.

De Laubenfels (1955, S. 97) führt *Enaulofungia* bei der Familie *Stellispongiidae* an. Das Skelett von *Stellispongia* ist jedoch nicht aus dreistrahligen Nadeln aufgebaut wie bei *Enaulofungia*, sondern aus winzigen einachsigen Nadeln (siehe Steinmann 1882, S. 180, Taf. 9, Fig. 2). Die Ähnlichkeit der äußeren Form kann daher nicht als Zeichen näherer Verwandschaft angesehen werden (siehe auch Rauff, 1938, S. 198ff.).

Enaulofungia glomerata (Quenstedt)

Taf. 7, Fig. 1, 2a—b, 3a—b, 4; Abb. 3

Diagnose: Kleine, rundliche Einzelschwämmchen oder Stöckchen. Im Scheitel oder an mehreren Stellen der Oberfläche münden in einem sehr flachen Osculum nebeneinander zahlreiche Aporrhysen. Von diesen Postikenhaufen gehen sternförmig mehrere Furchen aus.

1847 *Cnemidium stellatum* Goldfuss — Michelin, Icon. zooph., S. 115, Taf. 26, Fig. 8
v*1858 *Spongites glomeratus* — Quenstedt, Jura, S. 695, Taf. 84, Fig. 10, 11
1864 *Didesmospongia Thurmanni* Et. — Etallon, Lethaea brunt., S. 423, Taf. 59, Fig. 3
1864 *Astrospongia rugosa* Et. — Etallon, Lethaea brunt. S. 425, Taf. 59, Fig. 10
1877 *Spongites glomeratus* — Quenstedt, Schwämme, S. 223, Taf. 125, Fig. 27—32, 36, 38, 40—44, 46, 50—54
1878 *Stellispongia glomerata* Quenst. — Zittel, Studien III, S. 40

1883 *Stellispongia glomerata* Quenst. — Hinde, Catalogue, S. 187
1893 *Holcospongia glomerata* Quenstedt — Hinde, Brit. foss. sponges, S. 228, Taf. 17, Fig. 1, 1a—c

Lectotypus: *Spongites glomeratus* Quenstedt, 1858, Taf. 84, Fig. 10 (Detailabbildung Taf. 7, Fig. 1 der vorliegenden Arbeit). Von den beiden Exemplaren, die Quenstedt (1858, Taf. 84, Fig. 10, 11) als *Spongites glomeratus* abgebildet hat, wird hier das besser erhaltene (Fig. 10) als Lectotypus ausgewählt. Das Original stammt aus dem oberen Weißen Jura von Nattheim und wird in der paläontologischen Sammlung der Universität Tübingen aufbewahrt.

Der Lectotypus ist ein 27 mm hohes und maximal 37 mm breites Stöckchen mit 7 rundlichen Erhebungen, die je ein Osculum tragen. Eine dieser Erhebungen ist fast ganz abgerieben. Das Stöckchen ist an der Basis mit Deckschicht überzogen und mit einem kurzen, seitlich gedrehten Stiel versehen.

Das Kanalsystem läßt sich an geätzten Vergleichstücken aus dem oberen Weißjura von Nattheim gut beobachten. Es besteht aus zahlreichen in der Mitte des Schwammes senkrecht verlaufenden, an der Peripherie gebogenen Ausfuhrkanälen, die nicht bis zur Basis durchziehen. Die am Scheitel sternförmig auseinanderlaufenden Furchen sind die äußersten offenen Aporrhysen. Das System der Ausfuhrkanäle überkreuzt sich mit etwas kleineren, senkrecht von der Oberfläche ausgehenden Epirrhysen. Die Anzahl der im Scheitel ausmündenden Aporrhysen liegt bei 15. Die Ausfuhrkanäle der Exemplare von Nattheim sind 0,20—0,65 mm weit, die Epirrhysen 0,13—0,25 mm.

Material aus Laisacker: 4 Exemplare (1957 II 222—225). In Laisacker wurden 2 einzelne Individuen und 2 Stöckchen gefunden. Die Exemplare sind 10—12 mm hoch und 10—14 mm dick. Alle vier Stücke sind nicht sehr günstig erhalten. Die Art scheint im Gegensatz zu Nattheim recht selten zu sein.

Unterschiede: Im süddeutschen Malm ist noch eine weitere Art der Gattung *Enaulofungia* häufig, *E. semicincta*, die sich vor allem durch die längliche Gestalt unterscheidet. Von Pharetronida mit ähnlicher kugeliger Gestalt, beispielsweise *Eusiphonella hemisphaerica*, unterscheidet sich *Enaulofungia glomerata* durch das Fehlen einer deutlich eingetieften Zentralhöhle.

Verbreitung: *Enaulofungia glomerata* ist im oberen Weißjura von Schwaben und Franken weit verbreitet. Im Schweizer Jura und in England tritt die Art bereits im Oxford auf.

Peronidella Zittel in Hinde, 1893
(= *Peronella* Zittel, 1878)

Zylindrische oder keulenförmige Schwämme mit tiefer Zentralhöhle. Ein- und Ausfuhrkanäle sind nicht sichtbar.

Typusart: *Peronidella pistilliformis* (Lamouroux); des. de Laubenfels, 1955 (S. 99).

Nach Zittel (1878) erscheinen die ersten Vertreter dieser Gattung bereits im Devon. Doch schreibt Zittel (1878, S. 31): „Es scheint mir nicht unwahrscheinlich, daß bei besserer Kenntnis

der Nadeln, welche die Skeletfasern zusammensetzen, eine Spaltung der unter *Peronella* vereinigten Formen in mehrere Gattungen durchführbar wäre". Über die Form der Skelettnadeln der paläozoischen und triadischen Arten, die zu *Peronidella* gestellt wurden, ist auch heute noch nichts bekannt.

Das Skelett der Typusart *Peronidella pistilliformis* ist nach Hinde (1887—1912, S. 214) aus dreistrahligen Nadeln, vielleicht auch einigen vierstrahligen, zusammengesetzt.

Die Hauptverbreitung hat *Peronidella* in Jura und Kreide.

Peronidella sp.

Taf. 7, Fig. 5a—c, 6

Material aus Laisacker: 3 Exemplare (1957 II 226—228).

Die länglichen Schwämmchen verdicken sich nach oben keulenförmig und werden von einer sehr tiefen und engen Zentralhöhle durchzogen. Die Höhe beträgt um 25 mm, der größte Durchmesser 12—15 mm.

Die Zentralhöhle ist an der Mündung etwa 1 mm weit und verengt sich nach unten kaum. Kanäle sind nicht zu erkennen.

Das Skelett läßt sich im Anschliff, bei einem angewitterten Exemplar auch an der Oberfläche beobachten. Es besteht aus 0,06—0,1 mm dicken Fasern; der Abstand zwischen den Faserknoten beträgt 0,25—0,5 mm. Die Fasern sind um verschmolzene Dreistrahler mit etwa 0,2 mm langen Armen gebildet.

Bei den untersuchten Exemplaren verlaufen in horizontaler Richtung ziemlich gerade, parallele Skelettfasern (siehe Taf. 7, Fig. 5c, 6). Diese Fasern werden anscheinend in der Weise gebildet, daß jeweils zwei Arme eines Dreistrahlers in der Faser liegen. Da die Arme nicht in einer Ebene liegen, erscheinen die Fasern leicht gewellt. Der dritte Arm steht senkrecht zu der Faser und stellt die Verbindung mit der nächsten Faser her. Ob dieser Anordnung der Fasern ein Artmerkmal darstellt oder für die Gattung *Peronidella* überhaupt kennzeichnend ist, können erst weitere Untersuchungen zeigen.

Beziehungen: In der äußeren Form zeigen die drei Stücke am ehesten Ähnlichkeit mit *Peronidella jurassica* (Etallon); doch unterscheiden sie sich von dieser Art durch die bedeutend engere Zentralhöhle. Für eine sichere Festlegung der Art reicht das wenige und ungünstig erhaltene Material nicht aus.

3. Verbreitung der beschriebenen Arten

Die beschriebenen Arten sind alle aus dem oberen Weißjura der Schwäbischen Alb bekannt. Ein Teil davon *(Eusiphonella hemisphaerica, Eusiphonella madreporata, Coryuella* aff. *quenstedti, Enaulofungia glomerata)* kommt im Schweizer Jura bereits im Oxfordien vor.

Eusiphonella hemisphaerica tritt in der Schwäbischen Alb schon im mittleren Malm in Schwammkalken, in denen Kieselschwämme überwiegen, sehr häufig auf. Diese Art war anscheinend nicht auf einen besonderen ökologischen Bereich beschränkt.

Die Verbreitung der übrigen vorkommenden Arten läßt jedoch eine deutliche Bindung an die durch das Auftreten von Korallenriffen ausgezeichnete Flachwasserfazies erkennen. Insbesondere zeigt sich das frühere Erscheinen mehrerer Arten im Schweizer Jura ökologisch bedingt, wo das Wachstum der Korallenriffe und damit verbunden das Hervortreten der Pharetronida insgesamt früher einsetzt als im Süddeutschen Jura (vgl. WAGNER, 1963, S. 18).

Schriftenverzeichnis

ENGEL, T., 1908: Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 645 S., 6 Taf., 1 Karte, Stuttgart.

ETALLON, A.: Siehe THURMANN & ETALLON

FROMENTEL, E. DE, 1859: Introduction à l'étude des éponges fossiles. — Mem. Soc. Linnéenne de Normandie, **11,** 1—50, Taf. 1—14, Caen.

GOLDFUSS, A., 1826—33: Petrefacta Germaniae, 1. Teil. 252 S., 71 Taf., Düsseldorf.

HINDE, J. G., 1883: Catalogue of the fossil sponges in the Geological Department of the British Museum. 248 S., 38 Taf., London.

HINDE, J. G., 1887—1912: A monograph of the British fossil sponges. Vol. 1: Sponges of the Palaeozoic and Jurassic strata. — (Palaeontogr. Soc.), 264 S., 19 Taf., 7 Abb., London.

LAMOUROUX, J., 1821: Exposition methodique des genres de l'ordre des Polypiers. VIII + 115 S., 84 Taf., Paris.

LAUBENFELS, M. W. DE, 1955: Porifera. In: Treatise on Invertebrate Paleontology, **E,** 21—122, Abb. 14—89, New York.

MICHELIN, H., 1840—47: Iconographie zoophytique. Description par localités et terrains des polypiers fossiles de France et pays environnants. 348 S., 79 Taf., Paris.

OPPLIGER, F., 1929: Die Kalkschwämme des schweizerischen Jura. — Abh. schweizer. palaeontol. Ges., **48,** 31 S., 4 Taf., Basel.

QUENSTEDT, F. A., 1858: Der Jura. 842 S., 100 Taf., Tübingen.

QUENSTEDT, F. A., 1877—78: Petrefactenkunde Deutschlands, 5. Die Schwämme. 612 S., Taf. 115—142, Leipzig.

RAUFF, H., 1938: Über einige Kalkschwämme aus der Trias der peruanischen Kordillere nebst einem Anhang über *Stellispongia* und ihre Arten. — Palaeontol. Z., **20,** 177—214, Taf. 18—21, 10 Abb., Berlin.

STEINMANN, G., 1882: Pharetronen-Studien. — N. Jb. Mineral. 1882, 2, 139—191, Taf. 6—9, Stuttgart.

THURMANN, J. & ETALLON, A., 1861—64: Lethaea Bruntrutana ou Études paléontologiques et stratigraphiques sur le Jura Bernois. 500 S., 62 Taf., Zürich.

VINASSA DE REGNY, P., 1901: Triasspongien aus dem Bakony. — Resultat. wiss. Erforsch. Balatonsee, **1,** 22 S., 3 Taf., 7 Abb., Budapest.

WAGNER, W., 1963: Kieselschwämme und Schwammökologie im Korallenkalk des oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **3,** 1—20, Taf. 1—2, München.

WAGNER, W., 1964: Zum Skelettbau oberjurassischer Kalkschwämme. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **4,** 13—21, Taf. 4, 4 Abb., München.

ZITTEL, K. A. v., 1878: Studien über fossile Spongien, 3. Abt.: Monactinellidae, Tetractinellidae und Calcispongiae. — Abh. 2. Cl. kgl. bayer. Akad. Wiss., **13,** Abt. 2, 48 S., Taf. 10—12, München.

Tafelerklärungen

Tafel 5

Fig. 1: *Ensiphonella bronnii* (Münster), Lectotypus, Original zu Goldfuss, 1826, Taf. 33, Fig. 9, (AS VII 254), Weißjura Zeta, Nattheim.
a: von der Seite, x 1,5
b: von unten, x 1,5
c: drei Individuen von oben, nat. Gr.

Fig. 2: *Ensiphonella bronnii* (Münster) (1957 II 181), Weißjura Zeta 1, Laisacker, x 1,8.

Fig. 3: *Ensiphonella bronnii* (Münster) (1957 II 183), Weißjura Zeta 1, Laisacker, x 2.

Fig. 4: *Ensiphonella hemisphaerica* (Goldfuss) (1957 II 190), Weißjura Zeta 1, Laisacker,
a: von der Seite, x 2
b: von oben, x 2.

Fig. 5: *Ensiphonella hemisphaerica* (Goldfuss) (1957 II 191), Weißjura Zeta 1, Laisacker,
a: von der Seite, x 2
b: von oben, x 2.

Fig. 6: *Ensiphonella hemisphaerica* (Goldfuss) (1952 XV 498), Weißjura Gamma, Messelstein-Oberweckerstell, von oben, x 2.

Fig. 7: *Ensiphonella hemisphaerica* (Goldfuss) (1952 XV 562), Weißjura Gamma, Randen, Längsschliff, x 4. Die Zentralhöhle ist in spitzem Winkel angeschnitten.

Tafel 6

Fig. 1: *Corynella* aff. *quenstedti* Zittel (1957 II 10), Weißjura Zeta 1, Laisacker, x 2.

Fig. 2: *Corynella* aff. *quenstedti* Zittel (1957 II 216), Weißjura Zeta 1, Laisacker, x 2.

Fig. 3: *Ensiphonella madreporata* (Quenstedt) (1957 II 201), Weißjura Zeta 1, Laisacker, x 1,5.

Fig. 4: *Ensiphonella madreporata* (Quenstedt) (1957 II 203), Weißjura Zeta 1, Laisacker,
a: von der Seite, nat. Gr.
b: von oben, nat. Gr.

Fig. 5: *Ensiphonella madreporata* (Quenstedt) (1957 II 202), Weißjura Zeta 1, Laisacker, x 1,5.

Fig. 6: *Ensiphonella madreporata* (Quenstedt) (1957 II 206), Weißjura Zeta 1, Laisacker, x 1,5.

Fig. 7: *Ensiphonella madreporata* (Quenstedt), Paralectotypus, Original zu Quenstedt, 1877, Taf. 124, Fig. 70, (Sammlung Tübingen), Weißjura Zeta, Nattheim, Detail x 2.

Fig. 8: *Ensiphonella madreporata* (Quenstedt), Lectotypus, Original zu Quenstedt, 1877. Taf. 124, Fig. 71, (Sammlung Tübingen), Weißjura Zeta, Nattheim, Detail x 2.

Tafel 7

Fig. 1: *Enaulofungia glomerata* (Quenstedt), Lectotypus, Original zu Quenstedt, 1858, Taf. 84, Fig. 10, (Sammlung Tübingen), Weißjura Zeta, Nattheim, Detail x 2.

Fig. 2: *Enaulofungia glomerata* (Quenstedt) (1957 II 224), Weißjura Zeta 1, Laisacker,
a: von oben, x 1,5
b: Längsschliff, x 2. Bei diesem Exemplar anastomosieren die Aporrhysen in der Nähe der Mündung.

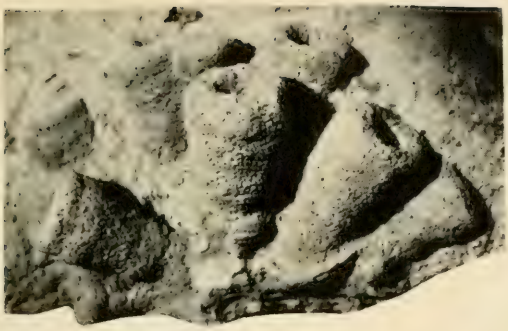
Fig. 3: *Enaulofungia glomerata* (Quenstedt) (1957 II 223), Weißjura Zeta 1, Laisacker,
a: von der Seite, x 2
b: von oben, x 2.

Fig. 4: *Enaulofungia glomerata* (Quenstedt) (1962 XXXVI 6), Weißjura Zeta, Nattheim, von oben, x 2.

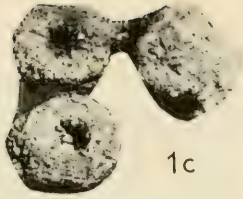
Fig. 5: *Peronidella sp.* (1957 II 228), Weißjura Zeta 1, Laisacker,
a: von der Seite, x 2
b: von oben, x 2
c: von unten, x 4.

Fig. 6: *Peronidella* sp. (1957 II 226), Weißjura Zeta 1, Laisacker, Querschliff, x 4.

Die abgebildeten Exemplare werden — soweit nicht anders angegeben — in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und hist. Geologie in München aufbewahrt.

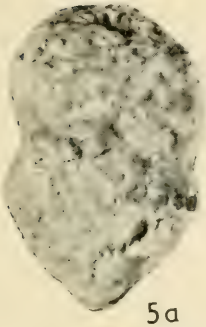


1a



1c

1b

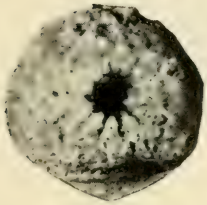


5a

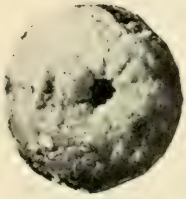
4a

3

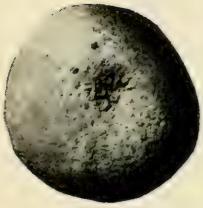
2



5b



4b

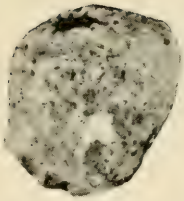


6

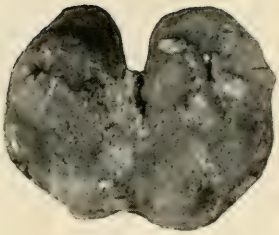
7

Tafel 5

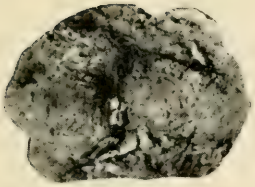
1



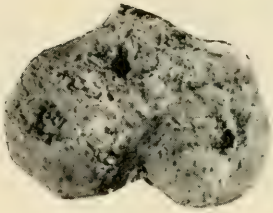
2



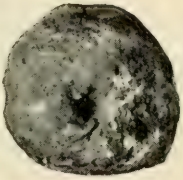
3



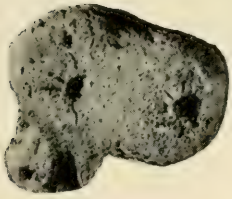
4a



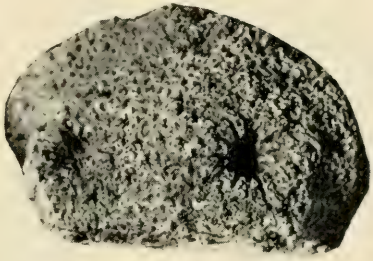
4b



5

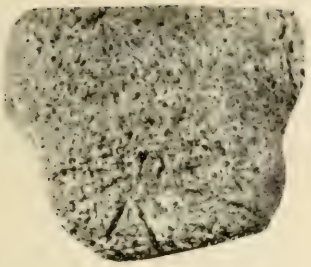


6

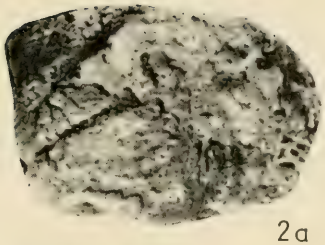


7

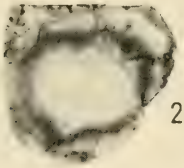
8



1

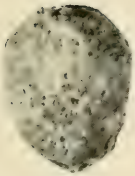


2a

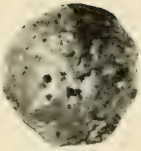


2b

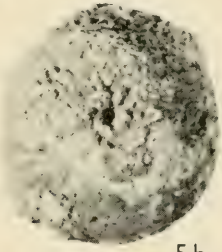
5a



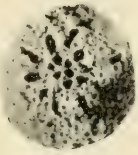
3a



3b

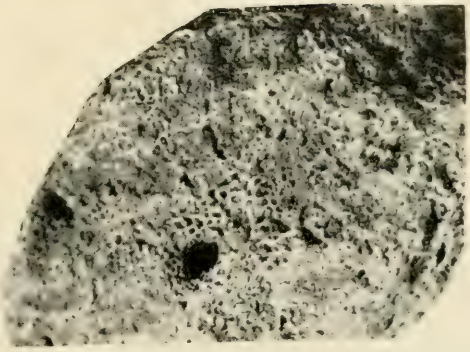


5b



4

6



5c

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 4 37—69 München, 31. Dez. 1964

Zur Entstehung der Solnhofener Plattenkalke (unteres Untertithon)

Von K. Werner Barthel, München[1])

Mit 1 Abbildung und Tafeln 8—11

Zusammenfassung: Es werden eigentümliche Arten der Einbettung von Fossilien in den Solnhofener Plattenkalken behandelt. Eine eingemessene Platte mit zahlreichen Ammoniten-Rollmarken wird angeführt. Mit Experimenten wird versucht den Rollmechanismus von Ammoniten-Schalen zu klären. Die Ergebnisse veranlassen eine Überprüfung der geltenden Ansichten über die Entstehung der bayerischen Plattenkalke. Sedimente, Zeugnisse von Wasserbewegung und Art der Einbettung bei den verschiedenen Tiergruppen werden im Hinblick auf mögliche, rein subaquatische Entstehungsweise betrachtet. Die Erkenntnisse ermöglichen folgende Annahme: Klimatische und morphologische Umstände waren Ursache für hypersaline, zeitweise stagnierende Gewässer. Gelegentliche, lokale Trockenlegung hat stattgefunden. Fossilien wurden in sauerstoffarm- bis freiem, übersalzenem Wasser vor Verwesung weitgehend geschützt. Die Kalkausscheidung in diesem Milieu läßt sich nach neuen amerikanischen Ergebnissen in Westindien und in der Florida Bay unschwer erklären. Sehr ähnliche Bildungsbedingungen sind auch für den Raum der Plattenkalke wahrscheinlich zu machen. Die Entstehung der Plattenkalke unter Wasserbedeckung darf daher angenommen werden. Aus faunistischen Gründen wird die Dauer der Bildung auf etwa 250 000 Jahre veranschlagt.

Abstract: Some unusual types of burial of fossils in the Solnhofen lithographic limestones are described. A large slab of limestone, showing numerous ammonite roll marks was secured, with the direction of motion surveyed in situ at the quarry. This slab is given due attention. Rolling of ammonite shells is tested by experiments. Results gained from investigations on the material mentioned led to reconsideration of present views on the origin of the Bavarian litho-

[1]) Konservator Dr. K. Werner Barthel, Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10.

graphic limestones. Traces of currents, sediment, and way of burial in different systematic groups of fossils are tested for proving a possible subaquatic origin. Climatic and morphologic factors were responsible for an increase in salinity and temporal stagnation. Occasional and locally restricted receeding of the water can not be denied. Decay of dead animals was greatly decreased by strong salinity and by want of oxigen. Precipitation of calcium carbonate under marine- tropical conditions can be easily explained according to knowledge gained by U. S. scientists in the West Indies and Florida Bay. Closely similiar conditions can be assumed for the region in which the lithographic limestones of Bavaria originated. Their subaquatic deposition, using all the evidence, seems to be ascertained. Faunistic considerations demand a duration in the range of 250 000 years for sedimentation of the Solnhofen lithographic limestones.

Inhalt Seite

Einleitung 38
A. Neufunde als Hinweise zur Entstehung 39
1. Durch Einbettung
a) bei Belemniten 39
b) bei *Glochiceras* 42
2. Physikalische Veränderungen im Sediment: Rollmarken, Rippelmarken und Schlammsprünge auf den Paintener Platten 43
a) Oberseiten 43
b) Unterseiten 47
B. Plattenkalkentstehung nach neuen Erkenntnissen 49
1. Geschichtliches; ähnliche Sedimente in Frankreich und Spanien 49
2. Wasserbewegung 51
3. Sediment 53
4. Einbettung der verschiedenen Tiertypen unter Wasser 54
5. Entstehung der Plattenkalke 60
a) Morphologie und Klima 60
b) Hydrologie und Sedimentologie 61
c) Zusammenfassung der wichtigsten Punkte und Bildungsdauer 64
Schriftenverzeichnis 66

Einleitung

Zahlreiche schöne Versteinerungen gelangen alljährlich aus den Abbaugebieten der Solnhofener Plattenkalke in die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie. Meist wird das Material von Bruchbesitzern oder Arbeitern erworben. Es ist bekannt, daß die Plattenkalke fossilarm sind. Nur dem regen Abbau verdanken wir reiches Material. Die Brucharbeiter schenken oftmals nur den Exemplaren Beachtung, die gewinnbringend erscheinen. Viele Stücke, die Aufschluß über Bildung von Marken, Einbettung und sonstige interessante Tatsachen geben könnten, wandern auf die Halden. So lohnt es sich, auch dem Abraum etwas Zeit zu widmen. In den letzten Jahren gelang es mir, einige der hier abgebildeten Versteinerungen zu bergen.

Eine große Platte mit Ammoniten-Rollmarken wurde in meinem Beisein von Arbeitern aus dem Schichtstoß entnommen. Die Richtung der Marken wurde eingemessen. Bereits früher erwarb ich aus dem gleichen Horizont eines benachbarten Bruches eine Platte. Sie entstammt einem Stapel abgehobenen Materials und ist daher nicht orientiert.

Das behandelte Material war auch der Anlaß, der Entstehung der Solnhofener Plattenkalke erneut einige Gedanken zu widmen.

Ich bedanke mich bei den Herren H. Bögel (Dipl.-Geol.), R. Fischer (Dipl.-Geol.), R. Förster (Dipl.-Geol), U. Franz (Dipl.-Geol.), Prof. Dr. H. Hagn, Dr. W. Jung, U. Pflaumann (Dipl.-Geol.), H. Rothmund (Dipl.-Ing.), Prof. Dr. P. Schmidt-Thomé, Dr. G. Tischer, H. Valentin (Dipl.-Ing.), Dr. P. Wellnhofer aus München und Doz. Dr. B. Ziegler aus Zürich. Ihre Unterstützung durch Literatur, spezielle Auskünfte, Hinweise, Diskussion und Kritik war mir sehr wertvoll.

A. Neufunde als Hinweise zur Entstehung

1. Durch Einbettung

a. bei Belemniten

Unter den Tierresten, die uns aus den Solnhofener Plattenkalken überliefert sind, finden sich spärlich Rostren von Belemniten. Üblicherweise liegen sie parallel zur Schichtfläche im Sediment, verschiedentlich sogar noch in Zusammenhang mit dem Phragmokon.

In den letzten Jahren kamen mir jedoch Stücke zur Hand, die fast senkrecht im Gestein stecken oder erkennen lassen, daß sie schräg auf dem ehemaligen Meeresgrund auftrafen. Aldinger (1930, S. 265) und Fahrion (1937, S. 64) führen diese Einbettungsweise von Nusplingen als häufig an.

Die beobachteten Exemplare gehören durchwegs der Gattung *Hibolithes* an. Auf welche Art mag die verschiedenartige Einbettung von gleichartigen Hartteilen einer Gattung zustandegekommen sein? Die Lösung liegt im Vergleich mit rezenten, treibenden Tintenfisch-Leichen. Die Tentakeln hängen dabei nach unten. Bei fortgeschrittener Verwesung wird beim Belemnitentier auch das schwere Rostrum diese Tendenz zeigen. Weitere Verwesung führt zum Abreißen des Rostrums. Das Rostrum steht oft noch in Verbindung mit dem luftgefüllten Phragmokon und wird so am schnellen Absinken gehindert.

Um den Vorgang näher kennen zu lernen, wurden einige Experimente angestellt. Ich benutzte dazu ein verkieseltes, freigeätztes Rostrum von *Hibolithes* mit etwa 5 cm Länge. Der Phragmokon wurde durch einen luftgefüllten, wachsgetränkten Papierkegel dargestellt und konnte in der Alveole des Rostrums befestigt werden. Die Sinkversuche wurden einmal mit 15 cm zum anderen mit 40 cm Wassertiefe ausgeführt. Ferner wurde das Verhalten in Strömung beobachtet.

Ohne Phragmokon geht das Rostrum sehr schnell auf Grund und dringt je nach Fallwinkel wenig oder sehr tief ins Sediment ein. Das Sediment wurde im Experiment durch eine 4 cm dicke Schlammschicht (entsprechend etwa dem Wattenschlick) dargestellt. Je steiler das Rostrum einfällt, um so stärker dringt es ein. Aus horizontaler Stellung fallend behielt unser *Hibolithes* die Lage bei, doch scheinen Belemniten in dieser Weise in den Plattenkalken nicht zur Ablagerung gekommen sein.

Bei luftgefülltem Phragmokon war das Absinken gebremst. Das Rostrum konnte kaum in Schlamm eindringen. Mit dem Phragmokon als Boje bleibt es senkrecht im Wasser stehen und macht leichte Wasserbewegungen mit. Füllt sich der Phragmokon allmählich mit Wasser, genügt die geringste Bewegung, um das Umkippen zu veranlassen. Fossil tritt dies dann in Stücken, wie auf Taf. 8 Fig. 2 vor Augen.

Ist der Phragmokon beschädigt, füllt er sich ganz oder teilweise mit Wasser; im Experiment wurde dazu der „Phragmokon" oben geöffnet. Als Folge verringert sich zwar auch die Sinkgeschwindigkeit, doch vermag das Rostrum ziemlich tief in den Grund einzudringen. Liegt erhebliche Schräglage vor, bohrt sich die Spitze in den Boden, wird durch Umkippen aber wieder aus dem Sediment herausgehoben, ohne daß wesentliche Spuren von diesem Geschehnis sichtbar bleiben. Rostrum und Phragmokon kommen horizontal auf der Schichtfläche zu liegen. Dieser Modus der Einbettung wird durch Fig. 3—5 auf Taf. 8 dargestellt.

Strömung hat, soweit feststellbar, keinen besonderen Einfluß auf die Einbettung.

Zu beachten ist das Verhältnis Rostrum—Phragmokon im Verlauf der Ontogenie. „*Belemnites acicula*" Münster dürfte wohl das älteste bekannte ontogenetische Stadium von *Hibolithes semisulcatus* oder einer verwandten Art sein. Das Rostrum der Jugendform ist nicht viel stärker als eine Stecknadel und etwa ebenso lang. Der Phragmokon hat dagegen doppelte Länge und ein Vielfaches der Breite. Das System Rostrum—Phragmokon war somit schwimmfähig. Einen mittelbaren Beweis liefern die Münster'schen Originale zu „*Belemnites acicula*" mit ihrem Bewuchs von Muschellarven und kleinen Muscheln am Phragmokon. Die Gewichtszunahme der heranwachsenden Muscheln brachte das System zum niedersinken. Muscheln fehlen, wenn „*Belemnites acicula*" in Koprolithen auftritt.

Bei späteren Wachstumsstadien verschiebt sich das Längenverhältnis zugunsten des Rostrums. Beim Typus zu *Hibolithes semisulcatus*, der mir vorliegt und ebenfalls den Plattenkalken entstammt, ist das Rostrum länger als der Phragmokon.

Ein vollständiges Belemniten-Tier aus den bayerischen Plattenkalken wäre ein willkommener Fund. Wir kennen jedoch bisher nur die Rostren, oftmals noch im Verband mit dem Phragmokon. Auf dieses Faktum verwies Naef 1922 (S. 180 u. f., S. 249 u. f.). Naef bringt *Acanthoteuthis speciosa* (Münster) in Zusammenhang mit den Resten von *Hibolithes semisulcatus* (Münster). Diese

Meinung Naef's besteht sicher zu recht und deckt sich mit unserer Vorstellung: wie hinter dem Schädel bei Wirbeltieren, bestand auch bei diesen Tintenfischen im Bereich Phragmokon—Proostracum eine Stelle, die für Verwesung besonders anfällig war. Die schweren, leicht abreißenden Rostren kamen demzufolge früher zur Ablagerung als der *Acanthoteuthis*-Körper. Durch Verwesungsgase aufgetrieben blieb dieser noch in Schwebe.

Die geschilderte Art der Einbettung setzt eine Bedingung voraus: sie kann nur unter Wasser vor sich gegangen sein. Einbettung der Belemniten durch eine Flutwelle, welche beim Rückzug die Tiere auf dem flachen Strand hinterließ, erscheint schwer erklärbar.

Taf. 8 Fig. 2 zeigt ein kleines Rostrum mit Phragmokon, dessen Einbettungsweise auf S. 40 kurz angeführt wurde. Der vom Rostrum des umkippenden Belemniten aufgeworfene kleine Hügel verbarg ursprünglich die Spitze. In schrägem Licht, rechts neben dem Rostrum ist er zu erkennen; bei der Freilegung wurde er etwas abgetragen.

Ziemlich schräg und wohl auch mit wassergefülltem Phragmokon kam der auf Taf. 8, Fig. 3, 4 abgebildete Belemnit im Sediment zu liegen. Durch die Sedimentsetzung wurde die Stellung später sicher verstärkt, obwohl bemerkt werden muß, daß auch bei den Versuchen solche Positionen zustande kamen. Dieser Fund wurde herangezogen, da er vermittelnd zwischen dem vorigen und dem nächsten steht. Er stammt nicht aus den Solnhofener Plattenkalken. Die Fazies, dünnschichtig-plattig, unregelmäßig, ist ihnen jedoch ähnlich. Eingeschwemmter Laterit bewirkte die rote Farbe. Durch die Beimengung von Riff-Feinschutt erscheint das Korn gröber. Es handelt sich um eine sog. Rote Lage, die in unserem Fall in den obersten Bereichen des Mittleren Malm liegt. Der Altersunterschied gegenüber den eigentlichen Plattenkalken ist gering, die Bildungsumstände kaum verschieden.

Nahezu senkrecht steckend fand ich einen Belemniten in den oberen Schiefern NNE Haunsfeld bei Dollnstein. Er ist das Original zu Taf. 8, Fig. 5. Die Wucht des Auftreffens war groß genug, das Rostrum solange senkrecht zu erhalten, bis es völlig einsedimentiert war. Zur Untersuchung wurde der Belemnit viertelseitig freigelegt. Das Anpolieren der angrenzenden Gesteinsflächen zeigte die Schichtveränderungen, die durch das Auftreffen des Rostrums hervorgerufen wurden. Die etwas über 5 cm dicke Platte erwies sich in ihrem oberen, größeren Teil als sehr einheitlich. Ein Bruch durchzieht diesen Abschnitt. Interessant sind aber ohne Zweifel die unteren 1,5 cm. Wir sehen von oben nach unten: 5 mm helle unregelmäßige Fäule, 1—1,5 mm Kalk, etwa 1 mm Fäule mit unruhiger Oberfläche und, bis zur Unterseite der Platte, der noch Fäulenreste anhaften, wieder 8 mm Kalk. Im Querschnitt fallen innerhalb der Fäulen zahlreiche dunkle Pünktchen auf; bei näherer Betrachtung erweisen sie sich als umkristallisierte Radiolarien. Diese Schichten aus dem unteren Plattendrittel wurden vom Belemniten durchbohrt. Inwieweit Liegendfäule und eventuell auch Liegendplatte in Mitleidenschaft gezogen wurden, entzieht sich unserer Kontrolle. Nach Rekon-

struktion der fehlenden Rostrum-Spitze dürfte es sich um 1—1,5 cm handeln. Die Schichtverformung wird durch die Fäulen, die entlang des Rostrums abwärts geschleppt sind, deutlich. Das Eindringen des Belemniten in den Grund erfolgte nach Ablagerung der 5 mm-Fäule, denn der „Einschlagstrichter" wurde von der folgenden Schicht ausgeglichen. Mehr als die Hälfte des Rostrums ragte über den Meeresboden empor. Es wurde allmählich völlig eingebettet ohne seine Stellung zu verändern. Wir schließen daraus auf einigermaßen ruhige Wasserverhältnisse während dieses Zeitraumes.

A. 1. b. bei *Glochiceras*

Die Mehrzahl der Ammonitengehäuse nimmt in den Solnhofener Plattenkalken die stabilste Lage ein. Sie liegen mit ihrer scheibenförmigen Seite parallel zur Schichtfläche.

Weniger häufig werden jedoch Reste von Ammonitengehäusen gefunden, die ehemals senkrecht im Schlamm stecken blieben. Unter diesen ist die Gattung *Aspidoceras* am zahlreichsten vertreten. *Aspidoceras* ist für diese Art der Einbettung wegen der aufgeblähten Form mit den seitlich abstehenden Knoten besonders geeignet. Erhalten bleibt immer nur die unterste, im Schlamm steckengebliebene Partie. Stücke, wie sie Rothpletz (1909, Taf. 1, Fig. 8, 9) abbildete befinden sich in der Münchner Sammlung. Seltener als *Aspidoceras* trifft man die verwandte Gattung *Hybonoticeras* durch diese Art der Einbettung überliefert. Das läßt sich auf die schlanke Gehäusegestalt zurückführen; nur selten genügten die Flankendornen, das Gehäuse am Umkippen zu hindern. Nicht zu vergessen ist aber auch, daß *Hybonoticeras* nur eine geringe Rolle im Faunenbild spielt.

Auch die Perisphinctiden haben Zeugnisse senkrechter Einbettung hinterlassen. Davon hat Rothpletz (1909, Taf. 2, Fig. 1, 2) Abbildungen gebracht. Offenbar waren es hier ebenfalls Formen mit breitem Rücken, die bevorzugt überliefert wurden.

Schlanke Gattungen wie *Neochetoceras*, *Taramelliceras*, waren unter dem Material mit senkrechter Einbettung, das mir bisher zu Händen kam, nicht vertreten. Vor kurzer Zeit konnte ich jedoch im Haldenmaterial eines Bruches NNE Haunsfeld bei Dollnstein ein *Glochiceras* in dieser Position finden.

Obwohl die Erhaltung des Fundstückes nicht ideal ist, kann festgestellt werden, daß es der Art *lithographicum* (Oppel) angehört. Das Gehäuse geriet in Schwimmstellung auf Grund und deformierte die oberflächennahen Lagen des Sediments (unter B, Taf. 9, Fig. 1). Beide Aptychen nehmen die sog. „Normalstellung" im Externteil des vorderen Wohnkammerabschnittes ein. Es ist anzunehmen, daß das Gehäuse nach dem Aufsetzen noch längere Zeit intakt blieb. Vergleichen wir nämlich B und B' (Taf. 9, Fig. 1), dann entspricht den oberen Lagen von B außerhalb der Ammonitenschale nur eine unregelmäßige Fäule B' innerhalb der Schale. Unter B' kam es zu einiger Kalkausscheidung. Das bedeutet, daß die lagige Abscheidung innerhalb des Gehäuses nicht möglich war.

Während der Bildung des Kalkes zwischen A und B muß aber die Schale zerbrochen sein, denn wir treffen bei C Reste einer inneren Windung an: ein Bruchstück der Externseite mit Sipho. Schließlich brach kurz vor Bildung der Fäule A ein Stück Schale und kam parallel der Schichtung zu liegen. Dadurch verschob sich die „Stufe" zwischen A und A' weiter nach rechts (im Bild) als dies ursprünglich der Fall gewesen wäre.

Die Art der Einbettung ist nur unter ständiger Wasserbedeckung verständlich. Nur im Wasser kann die Schale in dieser Position auf den Grund kommen. Feinschichtung bei B muß im Wasser entstanden sein, da die dünnen Fäulen umkristallisierte Radiolarien enthalten, deren gleichmäßige Verteilung bei äolischer Ablagerung unwahrscheinlich erscheint. Auch die Füllung des Wohnkammer-Lumens hätte sich bei Füllung mit äolischem Material anders vollzogen und es wären Spuren davon geblieben.

A. 2. **Physikalische Veränderungen im Sediment: Rollmarken und Schlammsprünge auf den Paintner Platten**

a. Oberseiten

Rollmarken von Ammoniten-Gehäusen sind seit einiger Zeit bekannt. Erst Seilacher gab 1963 ausführliche Beschreibungen und Deutungen. Seiner Arbeit ist zu entnehmen, daß die Richtung der Rollmarken und damit die der Strömung bisher niemals im Steinbruch eingemessen wurden. Ebenso sind zahlreiche parallele oder sich überkreuzende Rollmarken auf einer größeren Schichtfläche nicht veröffentlicht.

Durch einen glücklichen Zufall konnte ich im Rashofer-Bruch ca. 500 m N Painten bei Entnahme einer Platte mit vielen Ammoniten-Rollmarken zugegen sein. Dabei war es möglich, die Richtung der auf der Platte überlieferten Rollmarken einzumessen. Aus dem Bruch des Kalkwerkes Rygol, etwa 1 km nördlich von Painten, wurde eine weitere Platte erworben.

Beide Platten zeigen auf ihren Oberflächen Ammoniten-Rollmarken. Es lassen sich zwei Richtungen der Marken unterscheiden, die sich in einem Winkel von etwa 10° überschneiden. Da die Winkel kreuzender Marken etwa dieselben sind und der Verlauf der Rippelmarken an den Plattenunterseiten in einem ähnlichen Verhältnis zu diesen Winkeln steht, handelt es sich wohl trotz der Entfernung um dieselbe Schicht. Diese Schicht liegt nach unserer Ansicht 20—30 cm unter der Krummen-Lage V von Streim (1961, S. 24, 25). Im Rygol-Bruch ist die markentragende Schicht etwas mächtiger.

Von den gezählten, in ihrer Richtung einigermaßen festzulegenden Sequenzen der Marken läßt sich sagen, daß sie nach etwa N 100° E eingeregelt sind. Niedriger ist ihre Frequenz gegen N 90° E. Die Rippelmarken der Unterseiten verlaufen ungefähr senkrecht dazu. Eingemessen wurde, wie erwähnt, nur die Rashofer-Platte. Auf ihr verhalten sich die Häufigkeiten von Haupt- zu Neben-

richtungen ungefähr 2:1. Die zeitliche Abfolge ist an Überlagerungen der Marken zu klären. Danach ist die Anlage der Hauptrichtung immer jünger als die der anderen. Auch innerhalb der bevorzugten Richtung ist in einigen Fällen durch Überlappen von Marken eine zeitliche Differenz zu belegen. Seltener ist dies bei der zweiten Richtung erkennbar. Weitaus die Mehrheit der Marken wurde durch Perisphincten-Gehäuse bzw. -Bruchstücke hervorgerufen. Die auffälligsten Eindrücke auf der Rashofer-Platte sind jedoch „Trudel"-Sequenzen einer *Aspidoceras*-Schale. Marken, die man auf Ammoniten wie *Glochiceras* beziehen kann, sind nicht nachzuweisen. Das Fehlen von Rollmarken dieser schmalrückigen, schlanken Gehäuse ist in ihrer Form begründet. Meines Wissens wurden solche Gehäuse bisher auch nicht im Zusammenhang mit Marken beobachtet.

Von Aptychen liegen ebenfalls Marken vor. Einmal ist dies der Abdruck eines Laevaptychen, der ursprünglich die Lage gewölbt oben einnahm. Zum anderen treffen wir zusammen mit der *Aspidoceras*-Marke lineare Doppeleindrücke. Die beiden „Linien" nähern sich, setzen gelegentlich kurz aus, entfernen sich dann wieder voneinander, ohne je eine gewisse Breite zu überschreiten. Sie scheinen in ursächlichem Zusammenhang mit der Sequenz der *Aspidoceras*-Marken zu stehen. Versuchsweise wurde ein Laevaptychus an einem Faden befestigt und mit unregelmäßigen Bewegungen über abbindenden Gipsbrei gezogen. Die entstandenen Eindrücke waren der Doppelmarke auf der Rashofer-Platte sehr ähnlich. Die Deutung als nachgezogenen Aptychus, der durch einen Ligament-Fetzen noch im Verband mit der *Aspidoceras*-Schale stand, liegt für diese Marke nahe. Das Trudeln des Gehäuses verursachte die Unregelmäßigkeit der Bewegung, welche sich auf den nachgeschleiften Aptychen übertug. Die Bewegung war aber offensichtlich so, daß der Aptych die Lage „gewölbt oben" nicht veränderte. Daß die paarigen Eindrücke nicht durch Bruchränder des Gehäuses verursacht wurden, ergibt sich aus der Stellung zu den Abdrücken, die das Gehäuse selbst hinterließ: teils weit außerhalb dieser Marken, teils mitten hindurchziehend. Soweit sich Gehäuse- und Aptychengröße nach den überlieferten Zeugnissen abschätzen lassen, korrespondieren sie.

Auch die Richtung aus der die Strömungen kamen ist zu ermitteln. Seilacher (1963, S. 599—605) konnte verschiedene Kriterien für die Bewegungsrichtung z. T. experimentell erarbeiten und schematisch abbilden. Seine Ergebnisse sind ohne Schwierigkeit auf unsere Marken zu übertagen. Wir sind somit in der Lage zu sagen, welche Richtung die Wasserbewegung nahm, da Marken-Sequenzen eingemessen werden konnten. So wurden *Aspidoceras* und Perisphinctiden, die hauptsächlich in N 100° E bewegt wurden etwa von Ost nach West verfrachtet. Eine frühere Strömung verlief genau von Ost nach West. Die Rippelmarken auf der Unterseite streichen nahezu N-S, daher muß die Wasserbewegung senkrecht dazu, E-W, angenommen werden.

Das Rippelmuster hat sich auf der Rashofer-Platte sogar noch auf die Oberseite durchgepaust. Bei der dickeren Schicht aus dem Rygol-Bruch ist dies nicht der Fall.

Die Formen der überlieferten Marken sind mannigfaltig. Neben den normalen Sequenzen (SEILACHER's Ausdruck, 1963, S. 598) die von rollenden Perisphinctiden-Gehäusen abgedrückt wurden, sind Torkel-Marken (SEILACHER 1963, S. 600) vorhanden. Auch Bruchstücke von Schalen, SEILACHER bezeichnet sie als Gehäuse-Ruinen, haben in der Schichtoberfläche ihre Marken hinterlassen. Daneben sieht man noch Eindrücke auf den beiden Paintener Platten, die Perisphincten-Gehäuse erzeugten, deren Breit-Seite senkrecht zur Strömung orientiert war (vgl. Taf. 8, Fig. 1).

Für die Bewegungsweise von Aspidoceraten-Schalen habe ich oben den Begriff „Trudeln" eingeführt. Er scheint mir für das unregelmäßige Rollen dieser kugeligen Formen zutreffender als Torkeln. Die Trudel-Sequenz eines *Aspidoceras* auf unserer Platte wurde bereits im Zusammenhang mit den Aptychen behandelt.

SEILACHER hat die Richtung des Drehsinns von Ammoniten-Gehäusen festlegen können (1963, S. 599). Seine Ausführungen sind nach unseren Untersuchungen zu bestätigen.

Bei den Perisphincten bestanden zwei Transportmöglichkeiten. Selten trieb das Gehäuse mit seiner Breitseite senkrecht zur Strömung. Häufiger erfolgte die Einregelung nach der Schmalseite. Dann wurden die Rippen auf der Externseite oftmals zum Ansatzpunkt der drehenden Kraft. Sie hatten den gleichen Effekt wie die Schaufeln eines Mühlrades. Die Mühlrad-Wirkung wurde beim „Mündungssprung" (s. a. SEILACHER 1963, S. 599) noch erhöht, da die Mündung, plötzlich der Strömung ausgesetzt, die Eigenschaft einer Pelton-Schaufel annahm und den Sprung kräftiger gestaltete.

Dieser Mechanismus des Rollens bei Perisphincten wird verständlich, wenn man beachtet, daß Ammoniten ohne Querskulptur auf der Externseite niemals derartige Sequenzen hinterließen. Formen mit glatter Externseite wurden entweder einfach „geschoben" oder trudelten, wie die Aspidoceraten.

Manchmal kam es auch zur Bildung von Schleifmarken, d. h. die Strömung war nicht stark genug um die Rollbewegung zu vollbringen. Um den Rollvorgang bei Perisphincten zu rekonstruieren, wurden Versuche angestellt. Herr Oberpräparator E. SCHMIEJA fertigte nach einem Abguß ein „leeres" Ammonitengehäuse aus Plastik an. Der „Phragmokon" enthält Luft, ist nicht unterteilt und kann mit Wasser gefüllt werden. Das Gehäuse wurde ins Wasser gelegt, schnell füllte sich die Wohnkammer und brachte somit die vertikale „Schwimmstellung" zustande. Die vertikale Stellung wurde auch beibehalten als soviel Wasser in den Luftkammern war, daß das Gehäuse mit seiner Unterseite am Grund aufsaß. Erst bei gänzlicher Füllung kippte es um. War gelegentlich die Öffnung der Wohnkammer durch eine Luftblase verschlossen geblieben, trieb das Gehäuse angenähert horizontal an der Oberfläche.

Die Ergebnisse beweisen uns zunächst, daß die Ammoniten-Schalen nicht gänzlich mit Wasser gefüllt sein konnten. Wäre dies geschehen, hätte eine sehr beträchtliche Strömung wirken müssen. Im Strömungskanal des Institutes für

Hydraulik der Technischen Hochschule München blieb das wassergefüllte Testgehäuse bei etwa 40 cm Tiefe und einer Oberflächen-Geschwindigkeit von ungefähr 60 cm/sec noch am Grunde liegen. Teilweise mit Luft gefüllt behielt das Gehäuse seine vertikale Position bei, drehte sich jedoch nicht. Es lag wohl daran, daß beim künstlichen Ammoniten nur die Wohnkammer von dem einzigen hier ungegliederten Luftraum abgetrennt war. Es sammelte sich deshalb im oberen Schalenteil die gesamte enthaltene Luft, deren Auftrieb beim Drehen nicht überwunden werden konnte.

Herr SCHMIEJA stellte daraufhin wieder ein Modell her, das eine Luftkammer im Zentrum und mehrere, nach außen spiralig anschließende hat. Die Verhältnisse entsprechen also in großen Zügen denen einer wirklichen Ammonitenschale. Jede Kammer kann mit einer Injektionsspritze mit Wasser gefüllt oder wieder entleert werden. Der Versuch verlief erfolgreich.

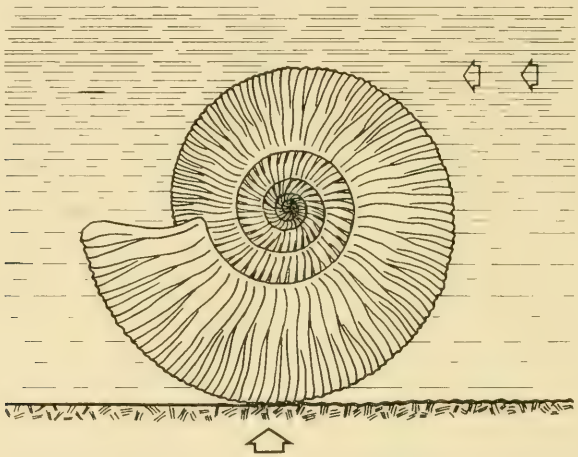


Abb. 1: Schematische Darstellung des Rollens bei Perisphinctiden. Je dichter die Wasser-Signatur, umso stärker ist die Strömung. Sie greift demnach am oberen Teil des aufgerichteten Gehäuses an und bewirkt Schub an ihm. Unten am Boden wird jedoch das Gehäuse durch Reibung gebremst. Das Zusammenwirken dieser beiden Faktoren bringt die Rollbewegung zustande.

In einem Becken 70×70 cm wurde der Boden mit Ton ausgekleidet. Um etwa gleichmäßige Strömung zu erhalten wurden zwei Glasplatten parallel zueinander und senkrecht in geringer Entfernung aufgestellt. Nachdem genügend Wasser in das Becken eingelaufen war wurde der Strom gleichlaufend zu den Glasplatten gerichtet und der „Ammonit" in Schwimmstellung frei, jedoch etwas den Boden berührend, zwischen die Glasplatten gebracht. Verlief der Wasserstrom dicht über dem Boden, trieb es den „Ammoniten", ohne ihn um seine Achse zu rollen, durch den Versuchskanal. Sobald jedoch die Hauptströmung näher zur Wasseroberfläche verlegt wurde, begann die Schale sich zu drehen. Bei größerer Wassertiefe ist dazu entsprechend höhere Strömungsge-

schwindigkeit an der Oberfläche erforderlich. Bei dem Versuch war der Wasserstand etwa 15 cm. Die Oberflächen-Geschwindigkeit erreichte etwa 12 cm/sec. Der Durchmesser des „Ammoniten" beträgt 4,2 cm. Das Leergewicht ist 5 gr.

Durch das Experiment wurden folgende Resultate gewonnen:

1. Die Ammonitenschale muß im Phragmokon gerade soviel Luft enthalten, daß sie leicht am Grund aufsetzen kann, ohne dabei ihre senkrechte Position zu verlieren. Die Mündung der Wohnkammer ist dabei fast nach oben gerichtet.
2. Die bewegende Strömung kann laminar bis schwach turbulent sein. Sie verläuft nicht in unmittelbarer Bodennähe.
3. Zur Rotation des Perisphincten-Gehäuses sind zwei Voraussetzungen notwendig. Es muß a) mit der Externseite der Wohnkammer leicht den Grund berühren und b) hat der bewegende Schub bei verticaler Stellung der Schale oben anzusetzen. Reibung und Bremsung an der Unterlage werden von genügend starkem Strömungs-Schub am Oberteil des Gehäuses überwunden. Daher kommt es zur Rotation (s. Abb.).
4. Vollständig mit Wasser gefüllte Ammoniten-Gehäuse bleiben auch bei bedeutender Strömung in horizontaler Stellung am Grund, besonders wenn das Sediment eine gewisse Haftfähigkeit besitzt.

Gleichmäßige Strömungen, die Bewegungen von Ammoniten-Gehäusen zustandebringen konnten, entstanden nach unseren Überlegungen (s. a. unten) bei Wasserspiegel-Erhöhungen oder -Senkungen in den Wannen.

Die Untersuchung der Paintener Platten bestätigt die Ergebnisse SEILACHER's weitgehend. Nur einem Punkt kann ich nach unseren Experimenten nicht beipflichten. SEILACHER (1963, S. 607) vertritt die Meinung, daß die Rollmarken durch wasser- oder schlammgefüllte Schalen verursacht wurden. Oben habe ich zu belegen versucht, daß diese Deutung nicht zutreffend ist.

Inwieweit die Annahme SEILACHER's (1963, S. 606) in bezug der Überlieferung von Rollmarken auf Oberseite oder Unterseite in den verschiedenen Bruch-Revieren verallgemeinert werden kann, entzieht sich meiner Kenntnis. Die Eindrücke der Rollmarken auf unseren Paintener Platten liegen jedenfalls auf der Oberseite.

A. 2. b. Unterseiten

Zunächst die Platte aus dem Bruch Rashofer (Taf. 10). Sie zeigt als auffälligste Erscheinung etwa 0,5 cm hohe und bis 2 cm breite Wülste. Bevorzugte Richtung ihres Verlaufs ist ca. N 60 E. Die Wülste ziehen sinusartig, teils auch zackig über die Platte, anastomieren des öfteren und bilden ein unregelmäßig-polygonales Netz. Der Abstand der Wülste beträgt zwischen 10 und 20 cm.

Ein weiteres feinmaschiges und weniger auffallendes Muster besteht aus einem mehr oder minder regelmäßigen System von Polygonen, vorzüglich Hexagonen. Die Wülste sind diesem feineren Netz aus etwa 3 mm breiten Rillen einbezogen worden. Die Rillen sind auch auf den Kämmen der Wülste wahrzunehmen.

Neben den anorganischen Eigenheiten enthält die Plattenunterseite noch eine Anzahl von Organismen-Relikten und Abdrücken. So fanden sich 4 Bruchstücke von Laevaptychen, je 1 Abdruck eines einzelnen und eines Aptychenpaares. Fischschuppen und -einzelreste sind über die gesamte Platte verbreitet, während Anhäufung nur an 6 Stellen auftritt, wobei es sich um zerfallene Köpfe handeln dürfte. Fischkoprolithen (Lumbricarien) wurden 3 gezählt, dazu kommen 2 Abdrücke. Auffallend häufig sind Pflanzenreste: 6 Zweigfragmente und 1 fertiler Rest (?) sind sichtbar. Sie gehören der Gattung *Palaeocyparis* an. Walther (1904, S. 141) hat sie aus der Kelheimer Gegend als zahlreich angegeben. Auch ein Fieder-Stück, vermutlich von *Cycadopteris* ist zu sehen.

Da die Furchen häufig anastomisieren, handelt es sich wohl nicht um einfache Rippeln. Interferenz zweier Strömungen wird stattgefunden haben, zumindest im näheren Bereich, dem die Platte entnommen ist.

Die Pflanzenreste liegen in den Furchen. Ist dies nicht der Fall, dann haben sie das unterliegende Sediment vor dem ablaufenden Wasser geschützt. Sie reichen somit stärker in die Hangendplatte und beweisen, daß die Rippeln verwaschen sind, d. h. ehemals höher waren. Aptychenreste und Aptychenabdrücke liegen „gewölbt-unten" (R. Richter 1942). Den Nebenfall der Einkippungsregel von R. Richter (1942, S. 204, 1e) Einsinken im Schlamm, sehe ich als gegeben an. Daß sich die Aptychenreste überwiegend an der Unterseite der Hangendplatte befinden ist natürlich. Herausragende Teile der Aptychen wurden durch den hangenden Kalk stärker festgehalten, als durch die liegende Fäule. Dies gilt auch für die anderen, der Unterseite anhaftenden Reste.

Das feine Polygon-Muster läßt sich als Trockenrisse, die nach Wasserablauf entstanden, erklären.

In unserem Fall sind es Trockenrisse, wie sie in homogenen Ablagerungen entstehen, z. B. in solchen Playas. Shrock 1948 (S. 196, Abb. 155A) zeigt ein Bild von Playa-Trockenrissen, das in Form und Ausbildung den unseren entspricht. Bei erneuter Überflutung wurden die Sprünge mit Material ausgefüllt, das der Setzung wiederstandsfähiger gegenüberstand, als das, in dem die Sprünge klafften. Deshalb erscheinen die Trockenrisse auf der Oberseite der Liegendplatte positiv anstelle negativ. Bei der Verfüllung der Sprünge wurde auch Luft mit eingeschlossen, in den entstandenen Luftblasen wurde später Kalzit ausgeschieden. Dies geschah offenbar noch vor der engdültigen Setzung, denn auf der Unterseite der Platte, entlang der hier als Rillen (s. oben) abgedrückten Sprünge finden sich häufig feine Kalzitdrusen-Schnüre.

Der Plattenunterseite haftet stellenweise die Liegendfäule an. In ihr sind Trockenrisse nicht mehr zu erkennen. Dagegen haben die Furchen (s. oben) wegen starker Setzung der Fäule selbst in der liegenden Kalkplatte Abdrücke hinterlassen. Damit dies geschehen konnte, mußte unsere Platte schneller verhärtet sein als die darunterliegende.

Vom Aussehen der Plattenunterseite können wir folgendes ableiten: 1. Anlage von Rippelmarken in seichtem Wasser. 2. Verwaschen der Rippelmarken.

3. Entstehung von Trockenrissen und 4. Verfüllen der Risse zu Beginn der Sedimentation unserer Platte. Die Bildung von Rippeln war möglich, da das Sediment offenbar nicht die Feinheit besaß, die bei Plattenkalken üblich ist.

Die andere Platte aus dem Steinbruch Rygol ist nicht eingemessen worden. Die Richtung der Rippelmarken ist also nicht gesichert. Unterschiede gegenüber der Unterseite der Rashofer-Platte beschränken sich, mit einer Ausnahme, auf unbedeutende Details. Der Verlauf der Rippelmarken ist deutlicher parallel angeordnet und weist weniger Querverbindungen auf. Im Gegensatz zur gleichen Schichtfläche im Rashofer-Bruch waren hier beim Entstehen der Rippelmarken keine interferierenden Wasserbewegungen wirksam.

Zweifellos handelt es sich bei beiden Platten um die gleiche Schichtfläche. Wie Seilacher (1963, S. 606) bereits andeutet, eignen sich solche charakteristische Schichtausbildungen besonders gut zur Parallelisierung.

Die Unterseite unserer Platte ist das negative Abbild der darunterliegenden Schicht. Um die Deutung dieser Liegendschicht zu vereinfachen, wurde ein Lackabzug angefertigt. Die „Wülste" erscheinen dann als Furchen, die zwischen flachen, weiten Rücken liegen. Solche Erscheinungen werden im rezenten Watt als verwaschene Rippelmarken bezeichnet. Sehr ähnlich sind auch „Flachstwasser-Rippeln".

B. Plattenkalkentstehung nach neuen Erkenntnissen

1. Geschichtliches; ähnliche Sedimente in Frankreich und Spanien

Den beschriebenen Fossilien und Marken ist eines gemeinsam: sie sind unter kaum bewegtem Wasser abgelagert worden. Diese Feststellung wird mit den bisher bekannten Ansichten über die Entstehung der Solnhofener Plattenkalke verglichen.

Rein marine Bildung der Plattenkalke unter Wasserbedeckung wird von Gümbel angenommen (1891, s. unten). Er vermutete schon 1889, S. 13 die lithographischen Kalke seien aus Coccolithen-Schlamm entstanden, der durch diagenetische Vorgänge umgewandelt wurde.

Krumbeck (1928) tritt ebenfalls für vollmarine Entstehungsweise ein. Er nennt Deecke, Jaeckel und Salomon, die jeweils auf andere Art damit konform gehen.

Demgegenüber stehen die Verfechter der „Trockenlegungs"-Hypothese, die in Abel einen ihrer bekanntesten Verteidiger hat. 1927 gab Abel in seinen „Lebensbildern" neben einer glänzenden Schilderung und Deutung der Plattenkalke und ihres Milieus aus seiner Warte auch eine Übersicht anderer Erklärungen. Dabei werden Neumayr, Walther, Rothpletz und Schwertschlager erwähnt. Als bedeutendsten Punkt ihrer Beweisführung verwenden die Anhänger der Trockenlegungs-Hypothese die ausgezeichnete Konservierung der Fossilien. Diese seien durch kurzzeitige Überflutungen an Ort und Stelle gestrandet wor-

den, nachdem die See sich zurückgezogen hatte. Durch Austrocknung der Kadaver und anschließende Eindeckung mit äolischen Sedimenten sei die Erhaltung gewährleistet worden.

Wegen der Herkunft der äolischen Sedimente und aufgrund paläogeographischer Überlegungen war die Lage der Festländer für die Vertreter der Trockenlegungs-Hypothese von großer Bedeutung. So benutzt auch O. Kuhn (1961) noch zu seinen Argumentationen die älteren Ansichten über das Vindelizische Festland und die „Gansheimer Straße". Wie jedoch Fesefeldt (1962, S. 48 u. 56/57) klarlegte, kam es im Obermalm nicht mehr zum Auftauchen des Vindelizischen Landes; die Gansheimer Straße hat nie existiert. Die Küste des Obermalm-Meeres lag im Norden und die See brandete gegen die südlichen Gestade der Mitteldeutschen Insel mit ihrem vorgelagerten Riffsaum.

Dem Aussehen der Solnhofener Platten sehr ähnlich sind auch die von Nusplingen, so daß man an gleichen oder ähnlichem Ursprung denken möchte. Die erste moderne Untersuchung des Württemberger Vorkommens lieferte Aldinger 1930, der kaum Zweifel an der submarinen Entstehung läßt. Fahrion neigt 1937, nach Analyse der Fauna von Nusplingen, dazu, eine Lagune mit ungünstigen Lebensbedingungen anzunehmen. Die Fauna wäre nach ihm zur Mehrzahl bereits tot eingedriftet worden. Nachweise von Trockenlegungen fehlen. Ebenfalls 1937 unternahm Fuchs eine petrographische Untersuchung der Nusplinger Kalke. Er deutet die plattigen Kalke als primär kalzitische Ausscheidungen, während die Brekzienbänke aus ursprünglich aragonitischem Material bestanden hätten.

In einer kürzlich (1964) erschienenen Arbeit über die Plattenkalke der Schwäbischen Alb nimmt H. Temmler Bildungstiefen von mehr als 100 m an, während er für Solnhofen, Cerin und Montsech an Lagunen im Backreef-Bereich denkt. Temmler kommt anhand seiner petrographischen Untersuchungen zum Schluß, daß die letztgenannten Vorkommen in genetischer Hinsicht sich wesentlich von den Nusplinger Plattenkalken unterscheiden.

Es gibt noch einige weitere Bildungen, die in Fazies und Fauna den Solnhofener Plattenkalken sehr gleichen, darunter die bekannten Vorkommen von Cerin (Ain, franz. Jura) und Montsech (Lérida, NE-Spanien). Beide Fundstellen sollen älter sein als die bayerischen (unt. Kimmeridge sensu Arkell).

Die Plattenkalke von Cerin haben sich nach Saint-Seine (1948, S. 307—310) unter Bedingungen gebildet, wie man sie heute im Great Barrier Reef antrifft. Das Wasser der Rinnen oder „Kanäle" im Great Barrier Reef erreicht bei Tag während der Ebbe hohe Temperaturen und Salzgehalte, wogegen bei nächtlichem Wassertiefstand der Sauerstoffgehalt stark absinkt. Beide Ursachen führen nicht selten zu örtlichem Absterben der Tierwelt. In einem solchen Kanal sollen die Kalke von Cerin abgelagert worden sein. Etwas andere Bedingungen hätten in Solnhofen geherrscht, dort seien die Kalke in den Atoll-Lagunen eines Korallen-Archipels entstanden. Damit will Saint-seine wohl eine marine Kontinuität andeuten.

Am Montsech sind die Plattenkalke wegen bedeutender Lücken im Hangenden und Liegenden nur ungefähr zeitlich einzuordnen. Ihr Liegendes besteht aus Dolomiten des Dogger, während sie im Hangenden von Urgo-Apt überlagert werden. Es ist dies der einzige Nachweis von Oberjura in der Provinz Lérida. Almela & Rios (1947) sprechen von Portland-Alter (= mittl. Kimmeridge sensu Arkell), die meisten Autoren dagegen treten für höheres Unterkimmeridge ein. Die Plattenkalke von Montsech sind marinen Ursprungs und enthalten brackische Einschaltungen (Almela & Rios 1947, S. 77). Ihr Ablagerungsraum dürfte eine seichte Küstenbucht gewesen sein.

Broili (1932, S. 10) verglich Cerin, Montsech und Solnhofen anhand von Fauna und Fazies. Nach seiner Ansicht herrschten an den drei Orten die gleichen Bildungsbedingungen. Wie bei der Entstehung der Solnhofener Plattenkalke soll episodisches Trockenfallen der Schichtflächen stattgefunden haben. Soweit ich in Erfahrung bringen konnte spricht aber in Montsech nichts gegen eine Entstehung unter ständiger Wasserbedeckung.

Es sollte sich daher lohnen, auch die bayerischen Plattenkalke erneut auf möglichen subaquatischen Ursprung zu prüfen.

B. 2. Wasserbewegung

Die ausgezeichnete Schichtung der Plattenkalke deutet einerseits auf Sedimentation in ruhigem Wasser; andererseits kennen wir jedoch Beweise für Wasserbewegung. Deren Wirkung und Spuren sollen nun untersucht werden.

Drift- und Rippelmarken lassen unmittelbar erkennen, daß sich das Wasser in den Plattenkalk-Wannen in Bewegung befand. Mittelbar bedeuten seltene Trockenrisse durch ihre Wiedereindeckung eine Zeit kurzen Wasserrückzugs mit darauffolgender Überflutung. Die zahlreichen Ammoniten-Rollmarken auf den Platten von Painten sind geregelt. Eine Hauptströmungsrichtung ist damit erkennbar. Daneben liegen auch Beweise für eine Änderung der Strömungsrichtung vor. Weit weniger deutlich zeigen die Platten nämlich eine zweite Rollmarken-Regelung, die mit der ersten einen Winkel (s. S. 43) bildet. Unter den Marken der Hauptrichtung lassen sich jüngere und ältere auseinanderhalten, denn die ersten sind durch die folgenden teilweise verwischt. Daraus ist abzuleiten, daß die Strömung andauerte. Über die Zeitspanne ist leider nichts zu ergründen. Könnte sie ermittelt werden, so wären Aussagen bezüglich einer Mindestdauer der Sedimentations-Unterbrechung für diese Schichtfläche möglich. Zwei verschiedene Strömungsrichtungen, durch Regelung von Rollmarken auf den Platten fixiert, gestatten jedenfalls die Annahme, daß zur Bildung der Marken eine gewisse Zeit verstrich. Allmählicher Umschwung der Strömungsrichtung hätte sich ohne Zweifel durch häufigere Marken, die zwischen Haupt- und Nebenrichtung vermitteln, angezeigt.

Unregelmäßig begrenzte, flache Becken mit relativ geringer Wasserbedekkung besitzen charakteristische Strömungsverhältnisse über die man in Atoll-

Lagunen Erfahrungen gewonnen hat. Sie haben mit unseren Wannen neben den genannten Eigenschaften die engen Zugänge zur offenen See gemeinsam, sind jedoch im Gegensatz dazu vom Pazifik nur durch schmale Landstreifen getrennt. Die Wannen dagegen waren zwar unter sich und mit dem Meer verbunden, aber außerdem von ausgedehnten riffartigen Faziesbereichen umgeben. Trotz dieser Unterschiede darf der Vergleich gewagt werden. Wiens (1962, S. 216 ff., Abb. 71/72) berichtet, daß Windrichtung und Lagunenform die Strömungen in den oberflächennahen Wasserschichten beeinflussen. Die Geschwindigkeit der Wasserbewegung wird bei Wiens für 25 cm/sec im Sommer angegeben.

Durch Wind hervorgerufene Oberflächenstömung bewirkt in den tieferen Wasserschichten sekundäre Strömung (bottom circulation — vgl. Wiens 1962), besonders beeinflußt durch Form und Tiefe des Beckens. Periodische Winde oder Gezeiten können Wasserbewegungen mit regelmäßiger Richtungsänderung erzeugen und damit Oszillationsrippeln hervorrufen.

Konvektionsströmungen bringen Flüssigkeitsaustausch zustande. Voraussetzung dafür sind allerdings Dichteunterschiede in verschiedenen Wasserstockwerken oder Temperaturdifferenzen. Diese Wasserbewegung spielt sich vorwiegend in vertikaler Richtung ab.

Endlich ist auf mögliche Gezeitenströmung zu achten und, falls diese nicht in Betracht gezogen werden kann, auf die Erneuerung von Wasser in den Wannen. Dabei ist bei zukünftigen Untersuchungen darauf zu berücksichtigen, ob Strömungsmarken auf einen bestimmten Punkt zu oder von ihm weisen: Verbindung mit der See oder einer anderen Wanne.

Sind nun diese Typen von Wasserbewegung alle zusammen oder einzeln, andauernd oder nur episodisch im Ablagerungsbereich der Solnhofener Plattenkalke wirksam gewesen?

Gegen gleichbleibende stärkere Wasserbewegung spricht allgemein die Tatsache, daß die Sedimentation sehr ruhig verlief. An verschiedenen Stellen der Wannen bestanden jedoch Strömungen. Wie könnte man sonst Aufarbeitungslagen (Streim 1961, S. 25) in der Paintner Gegend, Lagen von Geröllen, die bei Zerstörung einer Krummen Lage entstanden, in den Plattenkalken um Eichstätt erklären? Gelegentliche Funde von Oszillatinsrippeln sprechen tür Windwirkung. Die Vorgänge müssen sich jedoch in randlichen, riffnahen Partien der Wannen und seichtem Wasser abgespielt haben, wofür mancherorts die Anreicherung von Riff-Feinschutt in den Plattenkalken spricht. Insgesamt darf dagegen der Effekt des Windes auf die Wasserströmung nach den vorliegenden Zeugnissen als gering vermutet werden.

Ist die Annahme (s. unten) von Faulschlammbildung am Grund der Wannen richtig, dann hat die bedeckende Wassermasse ausgesprochene Schichtung gezeigt. Aus vergleichbaren rezenten Becken mit stagnierendem Tiefen-Wasser ist diese Tatsache bekannt (Fleming & Revelle 1939 (1955), Strom 1939 (1955)). Stabile Wasserschichtung hindert aber nach Fleming & Revelle (1939

(1955), S. 100) Konvektionsströmungen. Bei hohen, tropischen Temperaturen, wie sie sich indirekt zur Zeit des Oberen Malm durch Korallen u. a. belegen lassen, wird nach diesen Autoren (S. 101) die Schichtung derart resistent, daß selbst bei Windeinwirkung die Durchmischung des Wassers schwierig wird. Konvektionsströmungen sind damit in den Solnhofener Wannen als wenig wahrscheinlich zu betrachten.

Wasseraustausch in den Wannen dürfte der wichtigste Strömungsvorgang gewesen sein. Daß diese Vorgänge nicht durch normale Gezeiten hervorgerufen wurden, hat letztlich Fesefeldt (1962, S. 38) wahrscheinlich gemacht. Episodisches Eindringen von größeren Mengen frischen Meerwassers durchmischte die geschichteten Altwässer in den Wannen. Dabei wird auch das sehr salz- und H_2S-haltige Wasser des Grundes aufgerührt und bringt die mit frischem Seewasser eingebrachte Fauna zum Absterben. Bei sinkendem Meeresspiegel flossen beträchtliche Wassermengen aus den Wannen ab; dadurch entstand langsame, gleichmäßige Strömung. Im Gegensatz dazu war der normale, regelmäßige Wasseraustausch an der Oberfläche gering und hat die in den Wannen herrschende Flüssigkeitsschichtung kaum gestört. So ist davon eine kräftigere Strömung, insbesondere am Grund, nicht zu erwarten.

Summarisch lassen sich unsere Ergebnisse über die Strömungen in den Plattenkalk-Wannen folgendermaßen formulieren: 1. stärkere Strömungen, auf Wind zurückzuführen, waren an einigen Stellen, besonders an den Wannenrändern wirksam. 2. Wasserbewegungen, hervorgerufen durch periodischen Wind, lassen sich anhand seltener Oszillationsrippeln belegen. 3. Konvektionsströmungen sind wenig wahrscheinlich. 4. die überwiegenden, gleichmäßigen Strömungen erklären sich durch Wasseraustausch zwischen Wannen und offenem Meer. In diesem Zeitraum wurde wenig oder nicht sedimentiert.

Die Art der Strömung scheint nach den meisten Bewegungsmarken $\pm$ laminar gewesen zu sein (Seilacher 1963, S. 607). Lokal kann der Nachweis völligen Wasserstillstands erbracht werden.

Nachdem wir uns mit den Wasserbewegungen beschäftigt haben, wollen wir das Interesse dem Sediment zuwenden.

B. 3. Sediment

Das Sediment liegt heute als lichtgelber bis lichtgrauer, manchmal dunkelgrauer, plattiger Kalkstein vor. Trennfugen sind meist durch beträchtlichen Tongehalt verursacht. Die ausgezeichnete, oft schieferartige Schichtung der Solnhofener Plattenkalke ist auf die abwechselnde Sedimentation von reinem Kalkschlamm mit tonigem Kalkschlamm zurückzuführen. Verschiedentlich entstehen Trennfugen auch durch Sedimentations-Unterbrechung. Der Setzungsbetrag während der Diagenese ist vom Tongehalt abhängig. Abgelesen an der Verdrückung enthaltener Fossilien dürfte die ursprüngliche Schichtmächtigkeit das 4—8fache der überlieferten betragen haben, möglicherweise sogar mehr.

Wir dürfen deshalb annehmen, daß nicht nur die tonigen sondern auch die kalkigen Anteile des Sediments bei der Ablagerung sehr wasserhaltig waren.

Die Oberfläche dieses Sediments war immerhin stabil genug, trotz der Strömungen, Bewegungsspuren und -marken in ausgezeichneter Weise zu erhalten, da sie offenbar bereits unter Wasser abzubinden begann. Ein Beispiel zeigt uns Taf. 8, Fig. 1: die Schleppmarke eines Perisphinctengehäuses, das mit seiner Breitseite senkrecht zur Strömung orientiert war. Auf der Oberseite der Schicht hatte sich ein Häutchen gebildet, das offenbar ein Schutzfilm war. Es wurde durch Schleifen des Ammoniten-Gehäuses verletzt und mitgezogen. Dabei entstand die fiederartige Streifung neben der eigentlichen Marke, die zugleich die Bewegungsrichtung markiert. Auch die klaren und deutlichen Eindrücke der Ammoniten-Rollmarken weisen darauf hin, daß sich die Oberfläche des Sediments abgebunden hatte (Kalkhäutchen!). Andererseits erlaubte das Sediment die Abbildung der Anhänge driftender Quallen und Spuren von Krebsen, damit seine Empfindlichkeit anzeigend. Dieser weiche Kalkschlamm, so könnte man annehmen, beherbergte eine reiche Fauna grabender Tiere. Doch gehört dergleichen zu den seltenen Funden, die man nur dort antrifft, wo auch Zeichen guter Wasserdurchlüftung vorliegen. Das Sediment selbst bietet uns in einzelnen Fällen eine Erklärung dieser Eigentümlichkeit. Es gibt nämlich eine blaugraue bis schwärzliche Gesteinsvarietät, die beim Anschlag bituminösen Geruch verbreitet. Nur dort, wo keinerlei Verwitterung einwirken konnte wurde der Solnhofener Plattenkalk in dieser ursprünglichen Ausbildung überliefert. Eine besonders typische Lokalität ist der „Blaubruch Lichtenberg" am Maxberg über Solnhofen und Mörnsheim. Er liefert aus großer Tiefe und nahezu ungestörtem Gesteinsverband die begehrte Abart der Solnhofener Lithographiesteine (s. a. Walther 1904, S. 209). Eine anpolierte Platte im Museum des Solnhofner Aktienvereins, am Maxberg, zeigt den Verwitterungsvorgang, der schließlich das gewohnte Bild der Solnhofener Schiefer hervorbrachte. Die große, von Klüften begrenzte Platte zeigt, wie die dunkelblaugrauen Farben der unverwitterten Mitte nach außen ins Bräunliche übergehen und, je näher den Klüften, um so heller werden. Feinverteilter Pyrit verursacht die dunkle Farbe. Von den Klüften her vollzieht sich die Umwandlung des Pyrits in Brauneisen. Gümbel hat zudem (1891, S. 282) darauf hingewiesen, daß die dunklen Kalke organische Substanzen enthalten.

In den Solnhofener Wannen wurde demnach nicht gut durchlüftetes Sediment, sondern weitgehend H_2S-reicher Schlamm gebildet. Der subaquatische Ursprung läßt sich somit kaum leugnen. Im Licht dieser Erkenntnis muß daher auch die Deutung der Fossileinbettung betrachtet werden.

B. 4. Einbettung der verschiedenen Tiertypen unter Wasser

Unter den Protozoen kommen gelegentlich, in Fäulen angereichert Radiolarien vor, die jedoch umkristallisiert sind (frdl. mdl. Angabe v. Prof. Dr. H. Hagn). Sie wurden beim Einströmen frischen Wassers aus der See in die Wannen eingeschwemmt.

Die bekannten Medusenvorkommen von Gungolding (Pfalzpaint) waren als Beweis für Trockenlegung herangezogen worden. Auffällig ist jedoch, daß selten Schleifspuren aus der Gungoldinger Gegend bekannt geworden sind. Die Medusen müssen daher angenähert senkrecht von oben abgesetzt worden sein, was die Gegenwart von Wasser und Fehlen von kräftiger Wasserbewegung voraussetzt. Wenn wir aber annehmen, die Medusen seien abgestorben sobald sie in das hypersaline Wasser (s. unten) der Wannen gelangten, müssen wir mit einer gewissen Schwebezeit rechnen, bevor die toten Tiere den Grund erreichten. Da der Zerfall in übersalzenem Wasser verlangsamt wird, müssen auch die Quallen auf Grund ihrer $2^0/_0$ Trockensubstanz absinken, wie auch abgestorbenes Plankton hinab„rieselt". Die Fähigkeit einen Abdruck zu hinterlassen hatten die Tiere jedenfalls entgegen der Meinung Schäfer's (1962, S. 13, gültig für die Nordsee). Dies beweisen die von Kolb (1951, Taf. 2) abgebildeten Schleifspuren und die Umlagerungsspuren von Medusen auf einer Platte in der hiesigen Sammlung. Die Spuren wurden zweifellos unter Wasser gebildet. Unter Wasser auf der Sedimentoberfläche erzeugte Abdrücke konnten erhalten und überliefert werden, selbst wenn die zarte organische Substanz vor der Bildung der nächsten Schicht zerstört war. Walcott (1898, S. 7) nimmt subaquatische Einbettung für Kambrische Quallen an. Bei der Besprechung der Solnhofener Medusen (1898, S. 68) folgt er jedoch den Autoren, die Stranden für erforderlich halten. Platte und Gegenplatte einiger Medusenabdrücke die ich vergleichen konnte, scheinen nicht unterschiedlich zu sein. Kieslinger's Ergebnisse (1939) sollten aus diesem Gesichtspunkt noch einmal betrachtet werden. Stranden und anschließendes Eintrocknen der Medusen halte ich schon deshalb für unmöglich, weil das Sediment sonst Trockenrisse aufweisen müßte. Trockenrisse kommen relativ selten in den Plattenkalken vor, soweit mir bekannt ist, nie zusammen mit Quallen.

Schwämme sind äußerst selten. Nach der Art ihrer Einbettung haben sie nicht an Ort und Stelle gelebt. Sie wurden aus ihrer Verankerung gerissen und wie die anderen Fossilien durch Strömungen in die Wannen gebracht. Ebenso gerieten die nicht minder seltenen Brachiopoden, mit ihrem Stiel an einem schwimmenden Objekt festgehalten, in die Wannen.

Von den spärlichen echten Würmern sind keine Lebensspuren vorhanden. Sie wurden eingebettet, wie sie niedersanken: Hinweise auf Trockenlegung, wie sie Schäfer (1962, S. 203) verlangt, fehlen. Das beste Beispiel dafür, daß Trockenlegung zur Erhaltung feinster Einzelheiten nicht nötig ist, haben die Burgess Shales geliefert, die ebenso unter Wasser entstanden sind. Grabgänge und Marken, die gegebenenfalls auf Würmer zurückgeführt werden könnten, sind mir nur aus Wannenteilen bekannt geworden, in denen sich Anzeichen besserer Durchlüftung nachweisen lassen.

Schnecken und Muscheln findet man nicht häufig. Die Tiere wurden vermutlich durch Tangballen eingedriftet. Sie waren wohl meist verendet bevor sie auf den Grund kamen. Daher gehören Muschelspuren, an deren Ende klaffend das Fossil liegt, zu den Besonderheiten (Dacqué, 1936, Taf. 14, Fig. 35). Die

Muschel konnte sich noch eine Strecke fortbewegen, verendete aber schließlich wegen Sauerstoffmangels. Das Graben der Muschel darf als Beweis für Wasserbedeckung gelten, denn aufs Trockene geworfen hätte sie, ohne weiterzukriechen, ihre Schalen fest geschlossen gehalten. Obwohl man sonst aus den Bankkalken des süddeutschen Obermalm viele Muscheln unter den Sedimentwühlern trifft, fehlt dieser Molluskentyp in den Wannen nahezu vollständig. Häufiger sind dagegen Austern, die auf Ammoniten-Gehäusen und ähnlichen schwimmfähigen Dingen festgewachsen sind und mit diesen vom Meer hereingetragen worden sind.

Nur wenige Schnecken sind aus den Plattenkalken bekannt. Sie waren alle Meeresbewohner. Gelegentlich gibt es Anhäufungen kleiner Schnecken, die Kriechspuren in der Nähe des Gegenstandes, mit dem sie eingeschleppt wurden hinterließen.

Den besten Beweis, daß auch die Tintenfische (Teuthoidea, Belemnoidea) unter Wasserbedeckung eingebettet wurden, liefern gelegentlich die Belemniten (S. 39 u. f.) und *Plesioteuthis prisca* Rueppell (Taf. 9, Fig. 2). Die abgebildete *Plesioteuthis* driftete mit dem Kopf nach unten, hattete mit den Fangarmen am Grund, hinterließ dort eine achtstrahlige Sternmarke und wurde schließlich von minimalen Strömungen neben der Marke der Länge nach in den Schlamm gelegt. Dies kann nicht durch eine rasch einkommende und ebenso schnell verlaufende „Flutwelle" geschehen. Selbst große Tintenfische wie *Leptoteuthis* wurden uns in prachtvoller Erhaltung überliefert. Daneben finden sich nicht selten abgerissene Arme und Schulp-Bruchstücke. Nach Schäfer (1962, S. 192) würde es sich dabei um Reste zerfallender, eingetriebener Tiere handeln, während die besterhaltenen Tiere sicher erst in der Wanne zugrunde gingen.

Die tadellose Überlieferung der schulptragenden Tintenfische läßt verwundern, warum bisher nie Weichteile von Ammoniten bekannt wurden. Ich möchte das damit erklären: leere Ammonitengehäuse hatten sich am Strand außerhalb der Wannen angesammelt; die Schalen wurden später vom Wasser erfaßt und in die Wannen eingeschwemmt. Kolb (1961) versucht zwar aus einer Schleifmarke, die in Zusammenhang mit einem Gehäuse steht, die Weichteile des Tieres und dessen Form abzuleiten. Doch ist auch hier eigentümlich, daß keine Spur vom Weichkörper des Tieres gefunden wurde. Möglicherweise waren es leicht zerstörbare Tange oder Algen, die sich am Ammonitengehäuse festgesetzt hatten und die Marken erzeugten.

Nach dem Tod des Ammoniten wird durch Verwesungsgase der Auftrieb verstärkt, die Weichteile fallen heraus und das Gehäuse schwimmt somit allein. Solange sich das Tier in der Wohnkammer befand, konnte es zu keiner Einbettung kommen. Auch die anderen in die Wannen eingeschwemmten leeren Ammonitenschalen konnten erst wieder niedergehen, nachdem sie sich mit Wasser gefüllt hatten. Daraufhin wurde nämlich das Gewicht des Gehäuses wirksam. Rothpletz studierte 1909 die Einbettungsweise der Ammonitengehäuse in den Plattenkalken. Nach seiner Meinung wurde der Auftrieb, der zur Erklärung der Schicht-

verformung im Bereich der Ammonitenschalen notwendig erscheint, durch Verwesungsgase bewirkt. Waren jedoch die Gehäuse bereits leer bevor sie eingebettet wurden, so konnten sich Verwesungsgase nicht mehr bilden. Es bietet sich dann folgende Deutungsmöglichkeit: Eine Ammonitenschale geriet auf den Grund, Sediment deckte sie ein. Als die Entwässerung des Sediments begann, konnte das Wasser in den Luftkammern nicht entweichen. Der Kalkschlamm erreichte nach einiger Zeit ein spezifisches Gewicht, das jenes des eingeschlossenen Wassers erheblich übertraf. Somit kam es zum Auftrieb der Schale. Das Sediment war zu diesem Zeitpunkt noch plastisch genug, um Ausgleichsbewegungen zu erlauben. Diese führten zu den von ROTHPLETZ beschriebenen Verformungen der Schichten in der Nachbarschaft der Ammonitengehäuse. Nach Zerbrechen der Schale und Freiwerden des Wassers bildeten sich Setzungsringe und Spalten in den Lagen, die den Ammoniten umschließen.

Die Masse der decapoden Krebse besteht aus freischwimmenden Formen der hohen See. Selten trifft man grabende Arten, zahlreicher solche, die benthonische Lebensweise bevorzugen. R. FÖRSTER (mdl. Mitt.) stellte bei der Bearbeitung von Solnhofener Krebsen fest, daß sie bereits vor dem Einschwemmen in die Wannen verendet waren oder spätestens beim Eintritt in diese zugrunde gingen. Das Verhältnis Krebse zu Exuvien wird von R. FÖRSTER auf 50 : 50 geschätzt und neigt mehr zugunsten der Exuvien. Fährten von decapoden Krebsen, an deren Ende das Tier liegt sind lediglich von *Mecochirus* bekannt. Niedere Krebse gehören zu den Seltenheiten.

Als einzige echte, über längere Strecken verfolgbare Fährte, die auch häufiger in Verbindung mit dem verursachenden Tier gefunden wird, gelten die Laufspuren von *Mesolimulus*. Sehr viele, früher als Vertebratenfährten angesehene Eindrücke ließen sich später *Mesolimulus* zuordnen. Fährten von *Mesolimulus* sind meines Wissens die einzigen Zeugnisse für etwas längere Lebensdauer von Tieren, die in Wannen gerieten! Ein Vergleich mit dem rezenten *Limulus*, wohl durchaus vertretbar, läßt auch die Ursache erkennen: Diese Gattung besitzt eine Toleranz-Spanne von etwa 0°—46° C für Wassertemperatur und eine nicht minder große für Salinität (s. SHUSTER jun. 1957, S. 1171 u. f.). Wären auch die rezenten Tiefenangaben übertragbar, dann würden die Tiere Wassertiefen von mehr als 40 m gemieden haben. Die enorme Resistenz ermöglichte den Tieren auch in den übersalzenen, H_2S reichen Bodengewässern der Wannen noch gewisse Zeit zu leben.

Von den Insekten wird angenommen, sie seien auf der feuchten Schwammoberfläche kleben geblieben, als sich das Wasser zurückgezogen hatte. In diesem Fall sollten jedoch des öfteren Spuren eines Todeskampfes angetroffen werden. Dagegen sind die Insekten meist wie auf dem „Spannbrett ausgebreitet" (WALTHER 1904, S. 184) und das umgebende Sediment, das gewöhnlich alle Anzeichen einer Bewegung abbildet, ist ungestört. Die Tiere sind nach unserer Ansicht an der Wasseroberfläche zugrunde gegangen und gelangten erst in den Schlamm,

als sich die Tracheen mit Wasser füllten und die Tiere zu Boden sanken. Versuche mit Fliegen, großen „Schnaken" und kleinen Käfern, die zufällig in ein wassergefülltes Becken von etwa 2 m Durchmesser und 0,4 m Tiefe gelangten, bestätigen diese Ansicht. Die Insekten trieben nach ihrem Tod noch einige Zeit an der Oberfläche, was offenbar mit der Schnelligkeit der Entleerung der Tracheen und der Größe der Körperoberfläche (glatt oder geborstet) zusammenhängt. Nach spätestens eineinhalb Tagen waren alle beobachteten Formen abgesunken. Sie nahmen am Grund im allgemeinen die Lage ein, die sie beim Tod an der Wasseroberfläche hatten. Bei weit abstehenden Flügeln kam es zu Bauch- oder Rückenlagen, bei angezogenen Flügeln zur Seitenlage. Das Experiment fand in nahezu unbewegtem Süßwasser von etwa 24° C bei einer Tagesaußentemperatur von über 30° C statt. Bei dem Strudelloch eines Insekts, von WALTHER 1904, S. 203 beschrieben und abgebildet, mag es sich um rein zufälliges Zusammentreffen von einem Insekt und einer Glas-Blase (SHROCK 1948, S. 137) handeln. Lediglich bezüglich *Chresmoda* scheint man sich insofern einig, Wals die asserläufer-artigen Tiere im Bereich der Wannen zu leben vermochten. Aber auch von *Chresmoda* sind mir weder Hinweise auf einen Todeskampf bekannt, noch ist die Gattung häufig fossil anzutreffen!

Mit gewissen Ausnahmen sind Echinodermen in den Plattenkalken selten. Gestielte Crinoiden entstammen dem nahen Riffbereich; sie gelangten tot in ihre Einbettungsstelle! Auch die Myriaden von *Saccocoma* waren bereits abgestorben, bevor sie mit ausgebreiteten Armen langsam auf den Grund sanken. Zwar hat WALTHER 1904, S. 204 eine „Kriechspur" von *Saccocoma* abgebildet, sie sind aber ohne Bewegung von Seiten des Tieres zustande gekommen: die Arme hielten Fallschirm-artig den Körper vom Aufsetzen am Grund ab, bis die bewegende leichte Strömung nachließ. Unter den Seesternen findet man nur die Ophiurengattung *Geocoma* stellenweise häufig vor. Nach WALTHER sollen davon Kriechspuren existieren. Auf einer kleinen Platte der Münchener Sammlung, die den Plattenkalken nördlich Neustadt a. Donau entstammt und mindestens zwölf Individuen von Geocoma enthält, zeigt das Sediment keinerlei Bewegungsspuren. Alle Tiere liegen, sich teilweise mit den Armen überdeckend ohne jede Regelung, als seien sie vor Berühren des Sediments abgestorben. Die wenigen bekannten Seeigel zeigen sehr gute Erhaltung, können somit nicht weit und lange transportiert worden sein. Zeichen von Leben haben sie am Grund nicht hinterlassen, sie waren bereits tot, als sie ins Sediment gerieten.

Unter den Wirbeltieren, die wir aus den Solnhofener Plattenkalken kennen, sind die Fische weitaus in der Mehrzahl. Sie sind teils zerfallen und in Einzelteilen überliefert, teils aber ausgezeichnet erhalten. Wir müssen daher verschiedene Einbettungsweisen annehmen. In den meisten Fällen muß Verwesung und eventuelles Auftreiben der Leiche unterbunden gewesen sein. (vgl. dazu SCHÄFER 1962, S. 63 u. f.). Wo stärkerer Zerfall wirkte, konnten leichte Strömungen Einzelteile zerstreuen. Aasfresser waren sicher nicht am Werk, für sie fehlt jeglicher Nachweis. Aasfresser sind in einem Sediment, das derartig gute Fossilierung ge-

währleistete und Bodenfauna völlig ausschließt, sich somit als lebensfeindlich erweist, nicht anzunehmen.

Man hat oft Eigentümlichkeiten der Einbettung bei *Leptolepis* als Zeugnis für Trockenlegung und Austrocknung herangezogen. Die gleichen Erscheinungen trifft man jedoch auch unter Wasser: die Krümmung der Wirbelsäule, Aufreißen der Bauchhaut, Lockerung der Kopf-Wirbelsäule-Verbindung und, bereits bei leichtester Wasserbewegung, Abreißen des Kopfes mit der vorderen Partie der Wirbelsäule. So gibt es viele Beispiele von Leptolepis aus den Solnhofener Plattenkalken, bei denen Kopf und Schwanz im Sediment kleben bleiben. Durch den Auftrieb riß dann die Wirbelsäule hinter dem Kopf und der Körper konnte mittels Schwoien aus der ursprünglichen Lage bewegt werden. Weiler (1929) wies dieses auch für tertiäre Clupeiden durch Versuche an rezenten Heringen nach. Die übliche Erscheinung ist bei den kleinen, schlanken Solnhofener Fischen nur die Krümmung der Wirbelsäule, das erste Anzeichen des Verwesungsvorganges. Offenbar kam es meist nicht zum Auftrieb.

Reptilleichen sind nicht besonders zahlreich, verglichen mit denen der Fische. Ihre ruhige Einbettungslage setzt Wasserbedeckung voraus! Manche Skelette liegen etwas zerstreut; dies darf wieder der Aktion vom Wasser mit geringfügiger Strömung zugeschrieben werden. Luftatmende Meeresbewohner, wie *Geosaurus*, *Ichthyosaurus* und andere seltene Tiere wurden offenbar als Kadaver eingedriftet. Sowohl Land- wie Luft- und Meeresreptilien hinterließen keinerlei Lebensspuren. Mit Ausnahme einiger zweifelhafter Eindrücke gelang es, fast alle ehedem als Fährten von Reptilien gedeuteten Objekte als Marken zu identifizieren, die unter Wasserbedeckung durch leere Ammonitengehäuse oder Spuren von *Mesolimulus* hervorgerufen wurden (s. a. Seilacher 1963, S. 603/607). Unter Wasser muß auch der von Rothpletz (1909, Taf. 1, Fig. 5, S. 320) untersuchte *Homoeosaurus* abgesetzt worden sein. Sein „Todeskampf" kann ohne Schwierigkeit eine andere Erklärung finden. Die Homoeosaurier belebten die begrenzenden Landbereiche der Wannen und deren Ufer. Es ist nicht weiter verwunderlich, daß das eine oder andere Individium zugrunde ging und in die ruhigen, fast stehenden Gewässer der „Lagunen" geriet. Im Gegensatz zu anderen Homoeosaurier-Kadavern steckte der von Rothpletz beschriebene anfangs seitlich und tief im Bodenschlamm. Die Seitenlage des letzten Schwanzdrittels ist noch festzustellen, der Kadaver wurde also nachträglich gedreht. Ursache der Schräglage mag schwache Strömung gewesen sein. Beim Niedersinken bohrten sich der herabhängende Schwanz und die linken Extremitäten des Tieres besonders tief ein und wurden zum Anker, als der Leichnam durch Strömung gekippt und in die engültige Einbettungslage geschwoit wurde. Broili (1925, S. 100) ist ähnlicher Meinung. Er weist ebenfalls darauf hin, daß keinerlei Spuren zu dem Kadaver führen.

Der Zerfall des *Compsognathus*-Skeletts läßt auf Driften, Absinken im Wasser und folgende Strömungsdislokation einzelner Knochen schließen. Die Bauchregion zeigt starke Kalzitblasen-Bildung. Kalzitblasen weisen auf Gasbildung

hin. Der Kadaver haftete derartig fest im Schlamm, daß die Bauchdecke unter Wasser reißen konnte.

Ob für *Archaeopteryx* die von Schäfer 1962 erarbeiteten Bedingungen über das Verhalten von Vogelleichen im Wasser zutreffend sind, muß offen bleiben. Es gilt zu bedenken, daß *Archaeopteryx* unter völlig anderen klimatischen und ökologischen Umständen zur Fossilisation kam. Der schwerfällige Körperbau und das heiße Klima haben die Driftdauer sicher beträchtlich verkürzt. Dazu sollte auch den hydrographischen Verhältnissen Beachtung geschenkt werden. Position und Umgebung der *Archaeopteryx*-Funde geben keinen Anlaß zur Annahme von Trockenlegung. Die zerstreute Lage einzelner Skeletteile beim Londoner und beim Opitz'schen Exemplar erklärt sich durch Strömungsumlagerung.

Wir kommen zu dem Schluß, daß alle Erscheinungen, die bisher als Argumente für die „trockene" Bildung der Solnhofener Plattenkalke dienten, ebensogut oder besser interpretiert werden können, wenn ständige Wasserbedeckung angenommen wird. Ein noch stärkerer Hinweis dafür ist das Fehlen wirklicher Aktivität von Landleben. Wassertiere und deren Reste haben alle bekannten Spuren, Fährten und Marken erzeugt. Hinzu kommt, daß das Sediment ein H_2S-reicher Kalkschlamm war, der sich nur unter Wasser bilden konnte. Die marin sedimentäre Bildung der Solnhofener Plattenkalke scheint uns somit gesichert. Wir haben versucht, diese Ansicht einiger älterer Autoren den modernen Erkenntnissen anzupassen.

B. 5. Entstehung der Plattenkalke

a. Morphologie und Klima

Für das Verständnis der Bildung der Solnhofener Plattenkalke ist die geographische Beschaffenheit ihres Ablagerungsraumes wichtig. Nach der Darstellung von Gümbel (1891, S. 287) handelt es sich um ruhige Buchten, die den Bewegungen der offenen See kaum zugänglich waren. Manche der Buchten seien vom Meer abgeschnürt gewesen und ausgesüßt worden, obwohl Süßwasserfauna fehle.

Seither ist die Kenntnis durch zahlreiche Untersuchungen gewachsen. Es ist bekannt, daß das Plattenkalk-Sediment in unregelmäßigen, von Riffen umgebenen Becken abgesetzt wurde. Nach Fesefeldt (1962, S. 7) sollen sie als Wannen bezeichnet werden. Die Wannen besaßen flachen Boden und waren mit der See und auch miteinander verbunden. Schwellen zwischen ihnen zeichnen sich durch reduzierte Sedimentation ab. Der ursprüngliche Wannenrand, also die Stellen wo sich geschichtete Absätze an das tote Riff anlehnen sind nur selten erhalten (Fesefeldt 1962, S. 387). Gegen Ende der Sedimentation war das Relief Riff-Wanne nahezu ausgeglichen und die randlich stark gegliederten Wannen, zumindest in der Umgebung von Solnhofen, zu größeren verschmolzen. Anderenorts (Streim 1961, S. 41, Abb. 19 u. Bausch 1963, S. 13, Abb. 17) scheint die Wannenform kaum veränderlich gewesen zu sein. Die ältesten geschichteten

Sedimente in den Wannen sind, wie Fesefeldt (1962, S. 7) darlegen konnte, noch mit Massenkalkfazies verzahnt. Seit Beginn der Ablagerung plattiger und blättriger Kalke wurden dagegen die Schichten dem toten Riff angelagert. Der durch Plattenkalke ausgeglichene Reliefunterschied beträgt lokal bis zu 100 m (vgl. Fesefeldt, 1962).

Wodurch kam das Riffwachstum plötzlich zum Stillstand, warum der schnelle Fazieswechsel? Klimatische Ursachen waren es sicher nicht, da im Fränkischen Jura, hauptsächlich im Süden, entlang der Donau, das Riffwachstum bis in die Zeit der Mörnsheimer Schichten anhielt. Als zwanglose Erklärung bietet sich die Annahme einer Absenkung des Meeresspiegels durch lokale epirogenetische Bewegungen: das Riffwachstum kam durch Trockenlegung zum Erliegen. Die toten Riffe gliederten das Gebiet in ein System flacher Becken und Buchten, die von den Turbulenzen der hohen See geschützt waren.

Die weiteren Ausführungen erfordern, die klimatischen Umstände jener Zeit in Betracht zu ziehen. Allein das Riffwachstum bestätigt uns bereits die hohen Temperaturen des Meeres an der Südküste der mitteldeutschen Insel. Die zahlreichen „Korallenfische" unter der Meeresfauna weisen in dieselbe Richtung. Mit der O^{18}-Methode hat Engst (zit. in F. X. Mayr 1964, S. 62) für die Zeit des „Treuchtlinger Marmors" (*mutabilis-* und *eudoxus*-Zonen, Mittl. Malm) durch Belemniten-Rostren die Wassertemperatur zu etwa 26° C bestimmen können. Korallenwuchs ist hingegen aus dem „Treuchtlinger Marmor" sehr spärlich bekannt. Dies ist auf zu niedere Temperatur oder größere Wassertiefe zurückzuführen. Schließt man letzteres für die Zeit des Malm δ aus, dann darf im höheren Malm zugleich mit starkem Einsetzen von Korallen-Wachstum ein weiteres Ansteigen der Wassertemperatur vermutet werden. Für die Landfauna wurden hauptsächlich die Insekten als Zeugen für warmes Klima herangezogen (Handlirsch). Ihre mittlere Flügellänge liegt im Durchschnitt gegenüber den vergleichbaren Faunen anderer Formationen sehr hoch und übertrifft die der rezenten tropischen Insekten. Die Zahl und Mannigfaltigkeit der Reptilien auf dem Land, in der Luft und im Meer mag ebenfalls als Hinweis für Wärme gelten. Die Funde von Landpflanzen in den Plattenkalken deuten außerdem auf ziemliche Trockenheit hin.

B. 5. b Hydrologie und Sedimentologie

Die Kombination der geologischen und klimatischen Faktoren ergibt das Bildungsmilieu der Solnhofener Plattenkalke. Ihre hervorragende Schichtung ist ein Beweis für das Fehlen starker, turbulenter Wasserbewegungen. Die morphologischen Voraussetzungen dazu waren, wie oben erwähnt, durchaus vorhanden. Zufuhr von Kalk und Plankton war durch Verbindung mit der offenen See gewährleistet. Das faulschlammartige Sediment (vgl. S. 62, 63) läßt darauf schließen, daß die Verbindung weniger tief war als die Wannen selbst. Der Effekt von Gezeiten ist am Rhytmus der Ablagerung nicht abzulesen (Fese-

Feldt 1962, S. 38). O. Kuhn (1961) will Wilfahrt'sche „Großgezeiten" in reduziertem Maße gelten lassen. Es ist jedoch kaum zum Trockenfallen von Schichtflächen gekommen, denn Trockenrisse finden sich selten. Überdies trifft man sie meist dort an, wo auch andere Hinweise für flaches, bewegtes Wasser vorliegen. Die Seltenheit von Trockenrissen bedeutet außerdem, daß die Schichten unter Wasserbedeckung zum Absatz kamen. Auf allen Schichtflächen müßten nämlich Schlammsprünge anzutreffen sein, wollte man mit derTrockenlegungshypothese arbeiten. Spiegel-Erhöhungen können durch landwärts gerichteten Wind hervorgerufen werden, Senkungen durch seewärtigen.

Starke Verdunstung in den Wannen erhöhte die Salinität und damit die Wasserdichte. Das schwere Wasser sank nach unten. Da jedoch die Wannen vermutlich tiefer waren als ihre Zufuhrwege, blieb das dichte Wasser am Grund stagnierend stehen. Frischer Meerwasser-Austausch erfolgte nur an der Oberfläche. Kontinuierlich hereingetragenes Plankton ging in den übersalzenen Gewässern der Wannen schnell zugrunde und lieferte (neben der eingeschwemmten Megafauna) genügend organische Substanz. Die niedergesunkenen Leichen zerfielen nur unvollkommen, denn in stagnierenden Becken wird der Sauerstoff durch Verwesungsvorgänge rasch aufgebraucht und es kommt zur Bildung von H_2S. Nur so ist die oft ausgezeichnete Erhaltung vieler Fossilien verständlich.

Das Verhältnis zwischen der beträchtlichen Kalkfällung und der Kalklösung im H_2S-Milieu des Grundes muß so gewesen sein, daß Karbonatüberschuß zustande kommen konnte.

Wäre der Wassernachschub gering bis verschwindend gewesen, hätte es zur Bildung von Evaporiten kommen müssen. Davon sind aber aus den Gebieten mit Plattenkalkfazies niemals Anzeichen bekannt geworden, wenn man nicht die spärlichen Pseudomorphosen nach Salz (?) in Nadelform dazurechnen will. Der Wassernachschub aus der See mußte also entsprechend gewesen sein, um Evaporitentstehung zu verhindern und zugleich die bekannten Faunen einzuschwemmen. Die episodischen Schwankungen des Meeresspiegels, die den Wasseraustausch in den Wannen bewirkten, können verschiedene Ursachen gehabt haben. Neben den erwähnten, windbedingten Wasserbewegungen ist noch an weitere Wirkungen zu denken, die heute nicht mehr nachprüfbar sind.

Merkwürdigerweise finden sich die meisten Fossilien zwischen den Schichtflächen. Sie sind auch nicht selten in den tonigen „Fäulen" anzutreffen, haften aber häufig in der kalkigen Hangendplatte. Über die Dauer der Ablagerung von Fäulen wissen wir nichts. Fesefeldt (1962, S. 38) erwähnt, daß Fäulen seitlich in Flinze übergehen können; daher wird man an die Zeitäquivalenz von Fäule und Flinz denken müssen. Flinze sind manchmal durch einfache Bankungsfugen getrennt, die Unterbrechung der Ablagerungen bedeuten. Manche Flinze oder Fäulen keilen an Schwellen vollständig aus. Diese Fakten scheinen auf differenzierte Sedimentation im Bereich der einzelnen Wannen zu deuten, da in der Parallelisierung ihrer Schichtkomplexe verschiedentlich Schwierigkeiten herrschen (Fesefeldt 1962, S. 14 u. f.).

In der Gegenwart werden Becken mit stagnierenden Gewässern, sowohl aus gemäßigtem als auch tropischem Klima, von Fleming & Revelle, Strøm und Wiens angeführt. Wiens (1960) gibt u. a. Hinweise auf Atolle, deren Lagunen vom offenen Meer nahezu abgeschnitten sind. Strøm und Fleming & Revelle (alle 1939) behandeln die uns interessierenden Becken in Küstenregionen. Zum Teil auf Strom basierend, bringen Fleming & Revelle eine Übersicht der Verhältnisse in „stagnant basins": Salzgehalt und Temperatur des stagnierenden Wassers sind homogen und daher ohne wesentliche Strömungen, die Temperatur ist abnormal hoch, Sauerstoff fehlt. Es bildet sich hoher Gehalt an Nährsalzen (P, N, Si) und $CaCO_3$-Sättigung tritt ein. Die Sedimente sind feinkörnig, stark reduzierend und $CaCO_3$-haltig; H_2S entsteht und die Schichtung ist laminar. Bodenfauna fehlt, die Zusammensetzung der eingebrachten Fauna ist gemischt, findet sich besonders in einzelnen Lagen angereichert („Knopfete Lagen" = Saccocomen-Schwärme, „Fischles-Flinze" mit zahlreichen *Leptolepis* in den Eichstätter und Solnhofener Bruchrevieren!). Dazu kommt schließlich noch ein gewisser Reichtum an organischen Stoffen.

Stagnation wird unter heißem Klima beträchtlich begünstigt. So schreiben Fleming & Revelle (1939, S. 101): „Within tropical regions, therefore, stagnation becomes easier in all kinds of basins owing to the small, diurnal and yearly variations in temperature. Furthermore, the greater influence upon density of temperature differences at high, as contrasted with low, temperatures will tend to produce, in tropic basins, a more stable density stratification, which will not be easily disturbed by mixing due to wind action. Also, the presence of relatively high temperatures in the bottom muds will increase the rate of oxidation and hence of hydrogen sulphide production."

Für unsere Ansichten über die Entstehung der Solnhofener Plattenkalke ist Strom's Satz von Bedeutung (1939 [1959] S. 365): „Brackish or salt lakes and lagunes within the tropics almost invariably have foul bottom waters".

Die Verhältnisse rezenter, stagnierender Becken in subtropischen und tropischen Breiten können nicht unbesehen mit den süddeutschen Plattenkalk-Vorkommen verglichen werden. Hier waren Faktoren wirksam, die heute kaum noch zu rekonstruieren sind. Man erhält aber trotz allem in großen Zügen befriedigende Antworten auf viele Fragen, welche die Plattenkalke aufwerfen.

Die Frage der Kalkausscheidung ist sehr wichtig. Wir wollen sie daher anhand neuer Kenntnisse diskutieren. Newell & Rigby (1957) beschäftigen sich (S. 57 u. f.) unter anderem mit den verschiedenen Typen der Kalkausscheidung auf der Great Bahama Bank. Feinstverteiltes $CaCO_3$ kommt meist westlich der Andros-Insel, in deren Windschatten, zur Ablagerung. Küstennahes Flachwasser, erhöhte Salinität und geringe Wasserbewegung begünstigen offenbar diesen Typ der Kalkabscheidung. Das fast stagnierende Wasser unmittelbar an der Küste entwickelt die höchste Salinität während der warmen Jahreszeit und gerade dann erfolgt der bedeutendste Kalkniederschlag. Weitgehende Faunenarmut kennzeichnet das Verbreitungsareal des „calcium carbonate ooze", denn selbst

mäßige Bewegung des Wassers führt zu Trübungen. Bei Drehung des Windes wird der aufgewühlte Schlamm weit in die See hinaus geführt.

Kalk wird dort bevorzugt in Form winziger Aragonitnädelchen ausgefällt (Newell & Rigby 1957, Taf. 16, Fig. 1, S. 59). „Calcium carbonate ooze" setzt sich bis zu 97% aus $CaCO_3$ zusammen und nur, wo der $MgCO_3$-Gehalt etwas ansteigt, sinkt $CaCO_3$ auf etwa 91%. SiO_2, FeO_3, Al_2O_3 liegen mit einer Ausnahme unter 1% (1957, S. 60). Ob die Kalkfällung anorganischer oder biologischer Natur ist, bleibt vorerst ungeklärt. Immerhin konnte Lowenstam (1957, S. 78, Fußnote bei den Diskussionsbemerkungen) beweisen, daß viele der mehr verbreiteten, schwach verkalkten Kalkalgen nach ihrem Absterben in Aragonitnadeln, ähnlich den erwähnten, zerfallen.

Der Unterschied in der Bildungsweise zwischen dem „calcium carbonate ooze", auf der Bahama Bank und den Solnhofener Plattenkalken besteht hauptsächlich darin, daß das Ablagerungsgebiet der Plattenkalke besser vor den Wasserbewegungen der See geschützt war. Die Sedimentation konnte also ziemlich ungestört vor sich gehen; zugleich wurde aber die Durchlüftung des Bodenwassers soweit behindert, daß es zu Stagnation und H_2S-Bildung kommen konnte. Das Wasser scheint in den Plattenkalk-Wannen tiefer gewesen zu sein, da jegliche Zeichen stärkerer Turbulenz im Sediment fehlen (s. a. oben genannte Ausnahmen).

H_2S entwickelt sich im westlichen Küstengebiet der Andros-Insel im Kalkschlamm lediglich dort, wo Mangroven wachsen. Flachwasser-Karbonatschlämme mit H_2S-Gehalt sind aber in der Florida Bay in ausgedehnten Flächen anzutreffen (Ginsburg 1957, S. 88).

Ginsburg (1957, S. 91 u. f.) behandelt eingehend die Karbonat-Diagenese. Proben aus der Florida Bay lieferten dabei das interessante Ergebnis, daß feinkörnige Sedimente, schon wenige cm unter ihrer Oberfläche viel Feuchtigkeit verlieren. In etwa 30 cm Tiefe ist der Wassergehalt von 260% auf nahezu 100% der Trockenmasse zurückgegangen (Diagramm 1957, S. 91), ohne daß von echter Setzung durch Überlagerungsdruck zu sprechen wäre. Der Argonit wandelt sich im allgemeinen erst nach der Frühdiagenese in Kalzit um. Für die Kenntnis der Solnhofener Plattenkalke sind diese Tatsachen wissenswert, da die seltenen Lagen mit Aufarbeitungs-Geröllen dann leicht zu erklären sind.

Für die Einbettung der Fossilien ist der rasche Wasserverlust wenige Zentimeter unter der Oberfläche sehr bedeutend. Große Kadaver sinken tief in den Schlamm; sie erreichen die bereits zäher gewordenen Partien, bleiben besser haften und möglicher Auftrieb wird dadurch behindert. Es ist somit auch verständlich, wie senkrecht im Sediment steckende Ammonitengehäuse in dieser Lage zerbrechen konnten. In diesem Zusammenhang sollten noch die Bemerkungen über den *Homoeosaurus* auf S. 59 betrachtet werden.

B. 5. c. Zusammenfassung der wichtigsten Punkte und Bildungsdauer

1. Tote Riffe begrenzten vielgestaltige Wannen, die zwischen ihnen eingesenkt waren und mit der offenen See in Verbindung standen.

2. Das Wasser in den Wannen war vor den Bewegungen der offenen See geschützt, deshalb herrschte dort ruhige Sedimentation.
3. Das Klima war tropisch.
4. Verbindung mit dem Meer brachte genügend Nachschub an organischen und anorganischen Stoffen.
5. Abgeschlossenheit, geringe Wasserbewegung und tropisches Klima bewirkten Überwärmung, Übersalzung und am Grunde Stagnation mit H_2S-Bildung in den Wannen.
6. Durch aperiodische Wasserspiegel-Schwankungen konnte es einerseits zu Wasserverflachungen und örtlichen Trockenlegungen in den Wannen kommen. Anderseits konnte es aber durch starke Zufuhr von frischem Meerwasser wieder zur Erneuerung der Gewässer in den Wannen kommen.
7. Rezente, feinkörnige Kalkausscheidungen, die unter ähnlichen, tropisch-marinen Bedingungen gebildet werden, können zur Erklärung für eine subaquatische Bildung auch des Plattenkalk-Sediments angeführt werden.

Wir haben somit zahlreiche Gründe, die Solnhofener Plattenkalke als subaquatische Bildungen anzusehen. Die seltenen, offenbar immer kurzfristigen und örtlich begrenzten Trockenlegungen passen gut in dieses Bild. So stimmen wir also im Grundsätzlichen mit der Auffassung Gümbel's (1891) und Krumbeck's (1928) überein (vgl. S. 49), unterscheiden uns aber in der Deutung der Sedimentation und anderer Punkte.

B. Ziegler (1961) hat sich anhand neuer Erkenntnisse mit den Solnhofener Verhältnissen beschäftigt. Seinen Ausführungen ist zu entnehmen, daß auch er für kontinuierliche Wasserbedeckung eintritt und nur spärliche Zeichen von Trockenlegung erkennt.

Der Beginn der Plattenkalksedimentation scheint in den verschiedenen „Revieren" heterochron zu sein: Im S zwischen Daiting und Rennertshofen haben sich jedenfalls Plattenkalke auch noch später gebildet (vgl. Fesefeldt 1962).

Die Plattenkalke fassen wir mit den liegenden Röglinger Bankkalken und den hangenden Mörnsheimer Schichten unter den Begriff „Solnhofener Schichten" zusammen. Dem entspricht die vertikale Verbreitung von *Hybonoticeras hybonotum* (Oppel). Insgesamt veränderte sich die Cephalopodenfauna während dieses Zeitraumes aber bedeutend (Fesefeldt 1962, S. 56/57). Schließen wir die jüngeren Vorkommen im Süden aus, dann darf die Dauer einer Faunenzone für die Entstehung der Plattenkalke gerechnet werden. Ich halte daher die Ablagerung in wenigen Jahren oder Jahrhunderten (vgl. Rothpletz 1909, Abel 1927 u. a.) für unwahrscheinlich. Veranschlagt man die Dauer des gesamten Malms auf 10 Mill. Jahre, so hätte man bei einer Einteilung in 20 Zonen im Durchschnitt ungefähr 500 000 Jahre pro Zone anzusetzen. Selbst wenn wir in unserem Fall nur die Hälfte dieser Zeit in Betracht ziehen wollten, würde dies der Wahrheit

wesentlich näher kommen, als die bisher gemutmaßten Zahlen. Das lange Gleichbleiben hochmariner Faunen, die Ammoniten ausgenommen, ist nicht weiter verwunderlich. In den bedeutend jüngeren Neuburger Bankkalken treten dieselben Arten von Krebsen und Fischen noch auf, wie in den Solnhofener Plattenkalken obwohl sich die Ammonitenfauna inzwischen völlig verändert hat. Mehrere Zonen zwischen beiden Schichtkomplexen können ausgeschieden werden.

Abschließend darf betont werden, daß die vorliegende Arbeit besonders dazu dienen soll, das Interesse an den Solnhofener Plattenkalken und ihrer Entstehung erneut zu entfachen und die Diskussion mit modernen Gesichtspunkten zu beleben. Sie soll Ausgangspunkt und Anregung zu zahlreichen künftigen Detailuntersuchungen sein.

Schriftenverzeichnis

Abel, O., 1927: Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. — 714 S., 2 Taf., 551 Abb., (G. Fischer) Jena.

Aldinger, H., 1930: Über die Entstehung der Kalkschiefer des oberen weißen Jura von Nusplingen in Württemberg. — Cbl. Mineral. etc. Jg. 1930, B, Stuttgart.

Almela, A. & Rios, J. M., 1947: Explicación al mapa geólogico de la provincia de Lérida. — Inst. Geol. Min. España, 193 S., 23 Taf., 1 geol. Karte, 1 Profiltaf., Madrid.

Bausch, M., 1963: Der Obere Malm an der unteren Altmühl. Nebst einer Studie über das Riff-Problem. — Erlanger Geol. Abh., **49,** 38 S., 6 Taf., 22 Abb., 1 geol. Karte, Erlangen.

Broili, F., 1925: Beobachtungen an der Gattung *Homoeosaurus* H. v. Meyer. — Sitz. Ber. Bayer. Akad. Wissensch., Math.-naturwissenschaftl. Abt., S. 81—121, 9 Taf., 1 Abb., München.

Broili, F., 1932: Der Obere Jura von Montsech (Provinz Lérida) im Vergleich mit den Ob. Jura-Vorkommen von Cerin (Dept. Ain) und von Franken. — Géol. Mediterr. Occident., Géol. Pays Catalanes, **2,** 16, Partie III, 11 S., 2 Taf., Barcelona.

Dacqué, E., 1936: Versteinertes Leben. — 131 S., 48 Taf., 16 Abb., Berlin-Zürich (Atlantis Verl.).

Engst, H., 1961: Über die Isotopenhäufigkeit des Sauerstoffs und die Meerestemperatur im süddeutschen Malm. — Diss. Frankfurt a. M., 184 S. Frankfurt. referiert von F. X. Mayr.

Fahrion, H., 1937: Ein Beitrag zur Entstehung des Nusplinger Kalkschiefer auf Grund neuerer Fossilfunde. — Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F. **26,** S. 60—65, Stuttgart.

Fesefeldt, K., 1962: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb). — Erlanger Geol. Abh., **46,** 80 S., 1 Taf., 30 Abb., 1 geol. Karte, Erlangen.

Fleming, R. H. & Revelle, R., 1955: Physical processes in the ocean. in: Recent marine sediments. A symposium. Herausgeg. P. D. Trask 1939 und 1955. — S. 48—141, 24 Abb., Tulsa (SEPM).

Fuchs, B., 1937: Geologische Beobachtungen bei Nusplingen und sedimentpetrographische Untersuchungen über die Entstehung der Nusplinger Plattenkalke. — Jber. Oberrhein. geol. Ver., N.F. **26,** S. 51—59, Stuttgart 1937.

Ginsburg, R. N., 1957: Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida. in: Regional aspects of carbonate deposition, herausgeg. von R. J. LeBlanc und J. G. Breeding. — Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Special Publication **5,** S. 80—99, 18 Abb., mit Diskussionsbemerkungen im Anhang (S. 99—100), Tulsa.

Gümbel, C. W. v., 1889: Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt (No. XV) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. — 34 S., Cassel (Th. Fischer).

Gümbel, C. W. v., 1891: Geognostische Beschreibung des Königreiches Bayern. Vierte Abtheilung „Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura)". — IX und 763 S., zahlr. Abb., 1 geol. Karte, Cassel.

Kieslinger, A., 1939: Revision der Solnhofener Medusen. — Palaeontol. Z. **21,** S. 287—296, 5 Abb., Berlin.

Kolb, A., 1951: Die erste Meduse mit Schleifspur aus den Solnhofener Schiefern. — Geol. Bl. NO-Bayern, **1,** S. 63—69, 1 Taf., 1 Abb., Erlangen.

Kolb, A., 1961: Die Ammoniten als Dibranchiata. — Geol. Bl. NO-Bayern, **11,** S. 1—26, 2 Taf., 5 Abb., Erlangen.

Krumbeck, L., 1928: Bemerkungen zur Entstehung der Solnhofener Schichten. — Cbl. Mineral. Geol. etc., Jg. 1928, S. 428—434, Stuttgart.

Kuhn, O., 1961: Die Tier- und Pflanzenwelt des Solnhofener Schiefers. — Geologica Bavarica **48,** 68 S., 1 Abb., München.

Mayr, F. X., 1964: Das Karbonatthermometer zur Bestimmung der Tempeartur vorzeitlicher Meere. — Naturw. Rundsch. 1964, **17,** 2, S. 61—63, Stuttgart.

Newell, N. D. & Rigby, J. K., 1957: Geological studies on the Great Bahama Bank. in: Regional aspects of carbonate deposition, herausgeg. von R. J. LeBlanc und J. G. Breeding. — Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Special Publication **5,** S. 14—72, 22 Taf., 22 Abb. Mit Diskussionsbemerkungen im Anhang (S. 71—79), Tulsa.

Richter, R., 1942: Die Einkippungsregel. — Senckenbergiana, **25,** S. 181—206, 1 Abb., Frankfurt (Senckenberg am Meer 131).

Rothpletz, A., 1909: Ueber die Einbettung der Ammoniten in die Solnhofener Schichten. — Abh. K. Bayer. Akad. Wissensch., II Kl., **24,** 2. Abt., S. 313—337, 2 Taf., 1 Abb., München.

Saint-Seine, P., 1948: Les poissons des calcaires lithographiques de Cerin (Ain). — Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, Fasc. **II,** 357 S., 26 Taf., 128 Abb., Lyon.

Schäfer, W., 1962: Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. — 666 S., 36 Taf., 277 Abb., Frankfurt/M. (W. Kramer).

Schwertschlager, J., 1919: Die lithographischen Plattenkalke des obersten Weißjura in Bayern. — 36 S., 20 Abb., München (Verl. Nat. u. Kultur Dr. F. J. Völker).

Seilacher, A., 1963: Umlagerung und Rolltransport von Cephalopoden-Gehäusen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Monatsh., 1963, 11, S. 593—615, 9 Abb., Stuttgart.

Shrock, R. R., 1948: Sequence in layered rocks. — 507 S., 397 Abb., New York (McGraw-Hill).

Shuster, C. N., Jr., 1957: Xiphosura (with special reference to *Limulus polyphemus*). — Geol. Soc. America, Mem. **67** (vol. 1, Ecology, herausgeg. von J. W. Hedgpeth), S. 1171—1173, New York.

Staff, H. v. & Reck, H., 1911: Die Lebensweise der Zweischaler des Solnhofener lithographischen Schiefers. — Sitz. Ber. Ges. Naturforschd. Freunde, Berlin, **3,** Jahrgang 1911, S. 157—175, Taf. 6—11, 1 Abb., Berlin.

Streim, W., 1961: Stratigraphie, Fazies und Lagerungsverhältnisse des Malm bei Dietfurt und Hemau (Südliche Frankenalb). — Erlanger Geol. Abh., **38,** 49 S., 25 Abb., 1 geol. Karte, Erlangen.

Strøm, K. M., 1955: Land-locked waters and the deposition of black muds. in: Recent marine sediments. A symposium. Herausgeg. von P. D. Trask 1939 und 1955. — S. 356—372, 3 Abb., Tulsa (SEPM).

Temmler, H., 1964: Über die Schiefer- und Plattenkalke des Weißen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). — Arb. Geol.-Paläontol. Inst. TH Stuttgart, N. F. **43,** 106 S., 24 Taf., 18 Abb., 2 Tab., Stuttgart.

Walcott, C. D., 1898: Fossil medusae. — Monogr. U.S. Geol. Survey, **30,** 201 S., 47 Taf., 26 Abb., Washington.

Walther, J., 1904: Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke. Bionomisch betrachtet. — Jenaische Denkschr., **11,** (Haeckel-Festschr.), S. 135—214, 1 Taf., 21 Abb., Jena.

Weiler W., 1929: Über das Vorkommen isolierter Köpfe bei fossilen Clupeiden. — Senckenbergiana, **11,** 1/2, S. 40—47, 9 Abb., Frankfurt/M.

Wiens, H. J., 1962: Atoll environment and ecology. — 532 S., 88 Taf., 93 Abb., New Haven (Yale Univ. Press).

Ziegler, B., 1961: Die Biostratinomie der Solnhofener Plattenkalke. — Unveröffentl. Probevorlesung, geh. vor d. Phil. Fakultät II der Univ. Zürich, maschinengeschr. Mskrpt., 13 S., Zürich.

Tafel 8

Fig. 1: Schleifspur eines Perisphinctiden. Die Breitseite des Gehäuses stand senkrecht zur Strömungsrichtung. Die Bewegung erfolgte von unten nach oben (im Bild). Ein dünnes Häutchen, das die Oberfläche des Kalkschlammes schützte, wurde durch das Ziehen des Ammonitengehäuses verletzt und mitgeschleppt. Dadurch ist die Bewegungsrichtung leicht festzustellen. — Obere Schiefer, Maxberg b. Solnhofen, Geschenk von Herrn Generaldirektor A. Zehntner †. Bayer. Staatssammlung f. Paläont. u. hist. Geol. 1958 I 369.

Fig. 2: *Hibolithes* sp. mit Phragmokonresten. Das Rostrum kam senkrecht im Schlamm zum stecken und warf später beim Umsinken den kleinen Hügel rechts von der Spitze auf. Neben dem Rostrum eine kleine Muschel, die sich ursprüngilch wohl als Larve am Phragmokon festgesetzt hatte. — Obere Schiefer, Eichstätt. Bayer. Staatssammlung f. Paläont. u. hist. Geol. 1961 III 21. (nat. Größe)

Fig. 3: *Hibolithes* sp., der schräg in die Schicht einsank. — „Rote Lage", obere *setatus*-Zone; Straßenanriß unterhalb der Torleite zwischen Dollnstein und der Hammermühle. Bayer. Staatssammlung f. Paläont. u. hist. Geol. 1959 X 80. (nat. Größe).

Fig. 4: *Hibolithes* spl., wie bei Fig. 3, Seitenansicht.

Fig. 5: *Hibolithes* sp., nahezu senkrecht eingebettet. Die quer verlaufende dunkle Linie ist ein Bruch, der bei der Bergung entstand. In den hellen Fäulen des unteren Teils der Fig. sind zahlreiche dunkle Pünktchen zu erkennen. Dies sind umkristallisierte Radiolarien, wie Schliffe ergaben. — Obere Schiefer, Brüche im Wald NNE Haunsfeld bei Dollnstein (nat. Größe) Bayer. Staatssammlung f. Paläont. u. hist. Geol. 1961 I 83.

Tafel 9

Fig. 1: *Glochiceras lithographicum* (Oppel), senkrecht eingebettet. Nur Wohnkammer erhalten. Die Aufnahme wurde der Klarheit wegen retuschiert, das Stück schräg von unten aufgenommen. Erkennbar sind der Lateralkanal, die grobe Skulptur des Exterolateralfeldes und das Aptychen-Paar. Die Ansichtseite ist anpoliert; da dies nicht völlig in einer Ebene möglich war, erscheint der Gehäuse-Querschnitt perspektivisch etwas verzerrt. A—A′ und B—B′ sind Schichtflächen, die sich entsprechen. C = Rest von Externteil mit Sipho eines älteren Umganges. Dicker Pfeil = oben. — Obere Schiefer, Brüche im Wald NNE Haunsfeld bei Dollnstein. (X 2) Bayer. Staatssammlung f. Paläont. u. hist. Geol. 1961 I 74.

Fig. 2: *Plesioteuthis prisca* Rueppell. Der Kadaver des Tieres driftete mit dem Kopf nach unten. Als er auf Grund kam, setzte er daher zuerst mit den Tentakeln auf und legte sich dann auf die Schichtfläche. Die Tentakeln hinterließen ihre Abdrücke in Form eines Sternes. An den Abdrücken ist noch die Anordnung der Saugnäpfe zu erkennen. — Obere Schiefer, Eichstätt. Bayer. Staatssammlung f. Paläont. u. hist. Geol. 1959 I 395.

Fig. 3: *Homoeosaurus brevipes* Zittel, Orig. zu Rothpletz 1909, Taf. 1, Fig. 5. Die Leiche blieb anfangs seitlich im Schlamm stecken und wurde später in die endgültige Lage

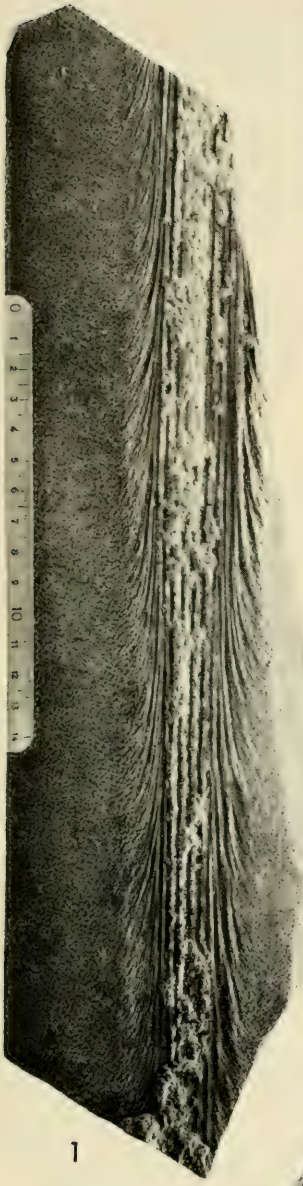
geschwoit. Die linken Extremitäten und der Schwanz hafteten so fest im Schlamm, daß das Schwoien nur einfaches Kippen bewirkte. Plattenkalke von Kelheim. Bayer. Staatssammlung f. Paläont. u. hist. Geol. 1887 VI 2 (X 0,53).

Tafel 10

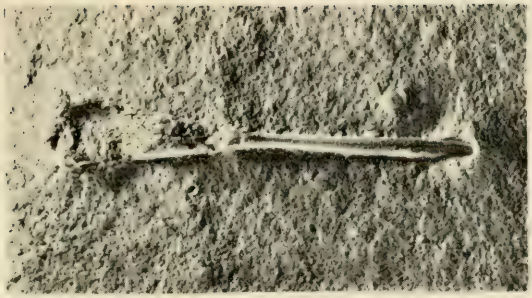
Platte aus dem Bruch Rashofer, N Painten; Unterseite. Negativ von Rippelmarken und Trockenrissen der Liegendplatte. Durch die starke Verkleinerung sind die im Text angegebenen Fossilreste kaum noch sichtbar. Einzelheiten s. S. 47. (x 0,086, die aufgeklebte Etikette ist 7 cm lang) Bayer. Staatssammlung f. Paläont. u. hist. Geol. 1963 I 269.

Tafel 11

Platte aus dem Bruch Rashofer, N Painten; Oberseite. Verlauf und Form der Ammoniten-Rollmarken wurden nach einer vergrößerten Photographie durchgezeichnet. Die *Aspidoceras*-Marke wurde durch Raster besonders kenntlich gemacht. A—A bedeutet den ungefähren Verlauf der Rippelmarken der Liegendplatte. Größte Länge der Platte 188 cm, größte Breite 94 cm. Eingehende Beschreibung im Text (S. 43). Die Unterseite der Platte ist auf Taf. 10 abgebildet.

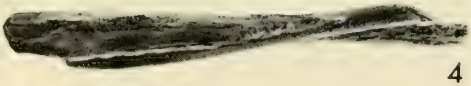


1

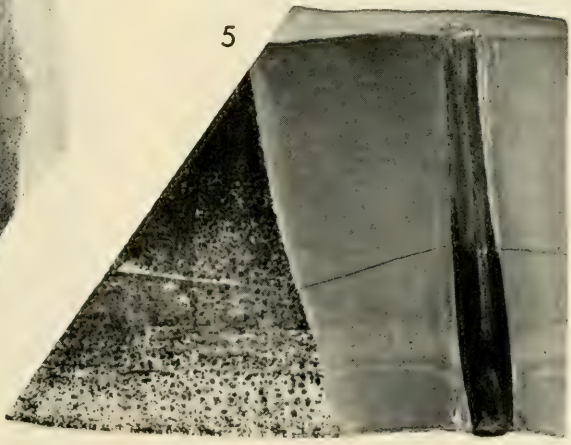


2

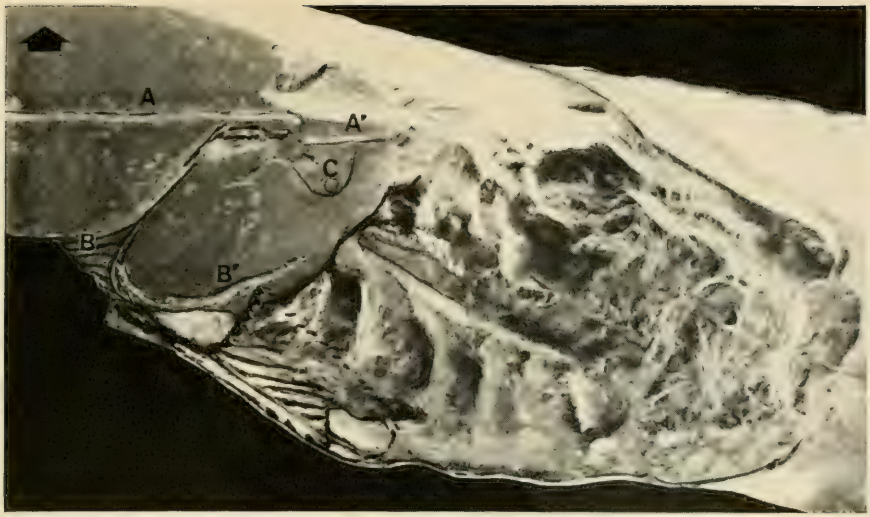
3



4



5



1

2

3

Tafel 9

Tafel 10

Tafel 11

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 4 | 71—92 | München, 31. Dez. 1964

Zur Stratigraphie der Mitteltrias südwestlich der Kampenwand (Chiemgauer Alpen)

Von Gert Hauerstein, München[1])

Mit 4 Abbildungen und Tafel 12

Zusammenfassung

Als tiefster Horizont wurden die Reichenhaller Schichten mit Dolomiten, Rauhwacken und Kalksteinen erstmalig im Gebiet der Kampenwand nachgewiesen. Der Alpine Muschelkalk konnte an Hand einer Brachiopodenfauna, die 13 Arten umfaßt, gegliedert werden. Durch messende Untersuchungen an *Coenothyris* ließ sich *Coenothyris cycloides* Zenker von *vulgaris* (Schlotheim) abtrennen und so auch in den Alpen nachweisen. Eigenartig ist das Zusammenauftreten von *Cölestin* mit den Brachiopoden. Beim Schlämmen von Mergelhäutchen zwischen den Kalkbänken und bei der Aufbereitung von Kalksteinen mit Monochloressigsäure wurden neben 12 Foraminiferengattungen auch Fischreste, insbesondere Zähnchen von 3 *Saurichthys*-Arten, mit solchen aus dem germanischen Muschelkalk vergleichbar, und 3 Conodonten-Gattungen gewonnen. Eine vulkanische Tätigkeit an der Wende Anis/Ladin konnte nicht nachgewiesen werden.

Die Partnachmergel lieferten eine individuenreiche Mikrofauna mit 4 Foraminiferengattungen. Eine zwischengelagerte Kalkbank im oberen Teil der Partnachmergel ergab eine ladinische Brachiopodenfauna mit 7 Arten. Aus dem Wettersteinkalk stammen lediglich 3 Arten von Lamellibranchiaten. Im Übergang zu den Raibler Schichten führt der Wettersteinkalk Roteisenerz.

Summary

The Reichenhaller Schichten consisting of dolomites, cellular dolomites ("Rauwacken"), and limestones are found to be the lowermost member of the middle Triassic Series in the Kampenwand region (Northern Limestone Alps). It is also the first time that the beds of this age can be reported from this district. A subdivision of the Alpine Muschelkalk was accomplished by means of a brachiopod fauna, made up of 13 species. Investigations on *Coenothyris* showed that *Coenothyris cycloides* Zenker can statistically be separated from *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim) in the alpine material. Cölestine ($SrSO_4$) is found to occur in the

[1]) Dipl.-Geol. G. Hauerstein, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10.

brachiopod horizon. Washing of marly material from between the limestone banks and treating the limestone with $CH_2Cl \cdot COOH$ recovered 12 genera of foraminifera and in addition fish teeth. Of the latter 3 species of *Saurichthys* were compared to forms from the German Muschelkalk. Furthermore 3 genera of conodonts were found. There is no proof of any vulcanic activity within the range of Anisian/Ladinian transition.

Four genera of foraminifera were recovered from the Partnach Marls. A limestone band in the upper part of the Partnach Marls enclosed 7 species of Ladinian brachiopods whereas only 3 species of lamellibranchiates were extracted from the Wettersteinkalk. The passage beds Wettersteinkalk/Raibler Schichten yield formerly worked Fe_2O_3 ore.

Inhalt

Einleitung 72
1. Die Gesteine der Anisischen Stufe 74
1.1 Helle Dolomite, Rauhwacken, Kalksteine (Reichenhaller Schichten) 74
1.10 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt 75
1.11 Alter 75
1.2 mm—cm bankige Kalksteine 75
1.20 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt 75
1.21 Alter 76
1.3 Fossilreiche, knollige Kalksteine 77
1.30 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt 77
1.31 Alter 82
1.4 Fossilarme, knollige Kalksteine 83
1.40 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt 83
1.41 Alter 83
1.5 cm—dm bankige Kalksteine 83
1.50 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt 83
1.51 Alter 85
2. Die Gesteine der Ladinischen Stufe 85
2.1 Dunkle Mergel und Kalksteine (Partnachschichten) 85
2.10 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt 85
2.11 Alter 87
2.2 Helle Dolomite und Kalksteine (Wettersteindolomit und -kalk) 88
2.20 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt 88
2.21 Alter 89
Literaturverzeichnis 90

Einleitung

Im Rahmen einer Diplomarbeit wurde mir von Herrn Prof. Dr. R. Dehm, München, der südwestliche Teil des von Broili (1914) kartierten und beschriebenen Gebietes der Kampenwand bei Aschau in den Chiemgauer Alpen zur Neubearbeitung übertragen. Es sollte außerdem eine Gliederung des Alpinen Muschelkalks versucht werden. Aus dieser Diplomarbeit, die samt Karte in der Bibliothek des Instituts für Paläontologie und historische Geologie der Universität München hinterlegt ist, wird das Kapitel über die Mitteltrias wiedergegeben, da sich hier neue Beobachtungen ergeben haben.

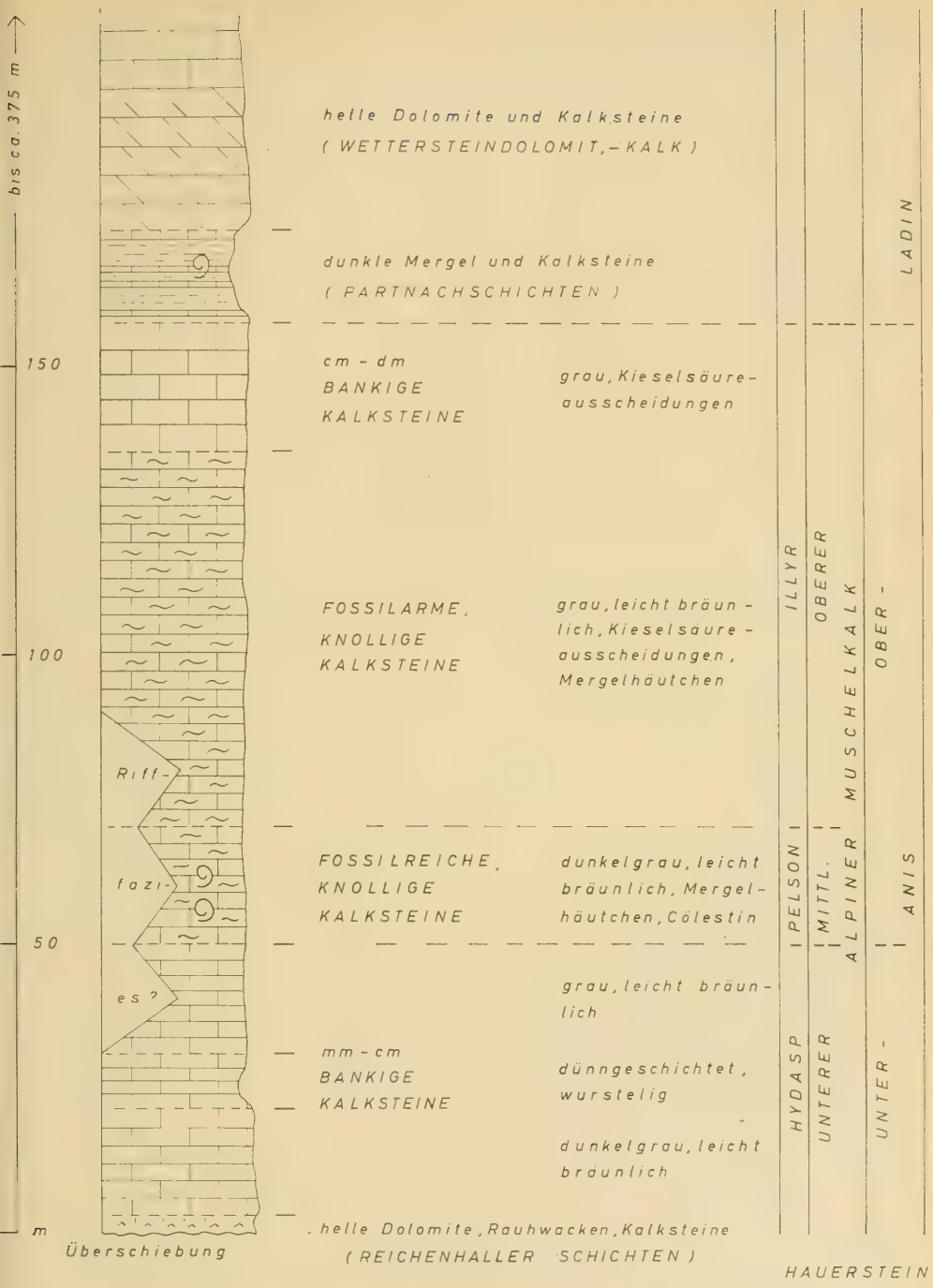


Abb. 1: Profil der Mitteltrias südwestlich der Kampenwand (Chiemgauer Alpen)

Herrn Professor Dr. R. Dehm möchte ich an dieser Stelle für seine außerordentliche Freundlichkeit, mit der er diese Arbeit unterstützte und förderte, sehr herzlich danken.

In speziellen Fragen berieten mich Konservator Dr. K. W. Barthel, Dr. K. Doben, Prof. Dr. H. Hagn, Dr. W. Wagner und Dr. K. F. Seifert (Mineralogisches Institut). Ihnen allen spreche ich meinen aufrichtigen Dank aus.

1. Die Gesteine der Anisischen Stufe

Bis in die dreißiger Jahre des vorigen Jahrhunderts findet man unter der Bezeichnung „Alpenkalk" sämtliche alpinen Gesteine der Trias, des Jura und der unteren Kreide. Die Gliederung des „Alpenkalks" war zu dieser Zeit noch recht unvollkommen. Erst in den folgenden Jahren klärten besonders L. v. Buch, G. zu Münster, K. E. Schafhäutl, Fr. v. Hauer, H. Emmrich und C. W. Gümbel weitgehend die Lagerungs- und Altersverhältnisse. Lange Zeit nahm man jedoch an, daß die Gesteine des „... alpinischen Muschelkalks" mit denen des „... außeralpinischen Muschelkalks" identisch seien (Gümbel 1861, S. 207). Erst als Tornquist (1896, S. 209) den Fund eines nodosen Ceratiten aus den Buchensteiner Schichten des Vicentin meldete, konnte nachgewiesen werden, daß der obere germanische Muschelkalk (Hauptmuschelkalk) der Ladinischen Stufe äquivalent ist. Die Fauna und Flora des Himmelwitzer Dolomits (Assmann, 1914) ließen schließlich deutlich erkennen, daß auch noch ein Teil des mittleren germanischen Muschelkalks (Anhydritgruppe) seine Äquivalente in der Ladinischen Stufe der Alpen hat.

Daraus ging hervor, daß der Name „Muschelkalk" in der alpinen Geologie, wo er ja nur anisisches Alter besitzt, leicht zu Mißverständnissen führen kann. So wurden verschiedene Zusätze gewählt, z. B. „im engeren Sinne", „im engeren alpinen Sinn" oder die Bezeichnung „Alpiner Muschelkalk" (siehe hierzu Miller 1962, S. 7—8), wovon sich die letztere durchgesetzt hat. Andere Autoren (z. B. Huckriede 1959, S. 46;) möchten den Namen „Muschelkalk" im alpinen Bereich überhaupt nicht verwenden, um die Unstimmigkeiten mit dem germanischen Muschelkalk zu vermeiden. Meiner Ansicht nach ist die schon lange gebräuchliche Bezeichnung Alpiner Muschelkalk, gerade durch den Zusatz „alpin", von Mißverständnissen ausgeschlossen.

Für das Anis werde ich die Gliederung benutzen, die Rosenberg (1959) in seinen Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias verwendet.

Die Gesteine des Anis bilden im Osten die steilaufragenden Felsen des Raffen. Von dort lassen sie sich nach Westen über die Felswände westlich der Steinberg-Alpe, zwischen Scheibenwand und Brunnensteinkopf bis zum Priental verfolgen. Südlich des Brunnensteinkopfes bilden sie eine breite Zone, die sich bis zu den senkrechten Wettersteinkalkwänden der Überhängenden-Wand erstreckt.

1.1 Helle Dolomite, Rauwacken und Kalksteine (Reichenhaller Schichten)

Auf dem kleinen Weg, der sich südlich des Raffen in 1450 m Höhe entlangzieht (R 28 140; H 90 600), ferner ca. 600 m W hiervon (R 27 640; H 90 610)

und ca. 300 m WNW der Steinberg-Alpe (R 27 000; H 90 240) konnten erstmalig Gesteine der Reichenhaller Schichten im Gebiet der Kampenwand festgestellt werden. Die ca. 3 m mächtige Serie bildet den tiefsten Horizont der „hochbajuwarischen Einheit" (hochbajuwarische Einheit im Sinne von Hahn 1912, S. 338).

1.10 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt

Im unteren Teil ist ein weißlich, leicht bräunlicher Dolomit aufgeschlossen. Das Gestein ist gebankt (10—20 cm), dicht, schwach kalkig und von ziemlich glattem Bruch. Feinste Klüfte sind mit Kalzit verheilt. Beim Anfeuchten des Gesteins werden hellbraune Flecken deutlich sichtbar. Bisweilen wird der Dolomit von einer grauen Bänderung parallel zur Schichtung durchzogen.

Im Dünnschliff erkennt man eine dichte Grundmasse aus feinsten Dolomitkriställchen. Selten finden sich organische Reste.

Diese Dolomite wechsellagern mit hellen, bräunlichen Rauhwacken, die lithologisch nicht von Raibler Rauhwacken zu unterscheiden sind. Die Kavernen werden durch Auflösung von eingelagertem Gips gebildet. An einer solchen Gipseinlagerung konnte beobachtet werden, daß sie von allerfeinsten Kalzitadern durchzogen wird. Nach Auflösung des Gipses bleiben die Kalzitadern als feines Netzwerk zurück.

Dünnschliff: Die Grundmasse ist mergelig-kalkig und dicht. Die durch Auslaugen des Gipses entstandenen Hohlräume sind durch idiomorphe Dolomitkriställchen ausgekleidet.

Nach oben schließen sich gebankte (bis 40 cm), braune Kalke mit einem Stich ins Rötliche an. Sie werden von gelblich-bräunlichen Schlieren durchzogen.

Dünnschliff: in einer dichten kalkig-mergeligen Grundmasse bilden Mergel einzelne Bänder und Schlieren. Zahlreiche Hohlräume, die wahrscheinlich primär im Sediment vorhanden waren, sind sekundär mit idiomorphen Dolomitkriställchen ausgefüllt. Vereinzelt finden sich Lamellibranchiatenschälchen und schlecht erhaltene Foraminiferen. Kleine schwarze Einschlüsse dürften bituminöse Substanz darstellen.

1.11 Alter

Rosenberg (1959) gibt in seinen Tabellen für die Reichenhaller Schichten unterhydaspisches Alter an. H. Miller (1962, S. 6—7) konnte in den obersten Reichenhaller Schichten des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges noch *Dadocrinus gracilis* (Buch) nachweisen. Er vermutet die Skyth/Anis Grenze innerhalb der Reichenhaller Schichten. Da die oben beschriebenen Gesteine nur den obersten Teil der gesamten Reichenhaller Schichten repräsentieren dürften und ein stratigraphischer Zusammenhang zu den hangenden Kalken des Alpinen Muschelkalkes besteht, dürften sie in den unteren Alpinen Muschelkalk (Hydasp nach Pia) zu stellen sein.

1.2 mm—cm bankige Kalksteine

1.20 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt

Die Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 50 m.

a) Aus dem gebänderten, fleckigen Kalkstein der Reichenhaller Schichten entwickeln sich mit einer Mächtigkeit von ca. 18 m gebankte (bis 40 cm) Kalke.

Sie besitzen die für anisische Gesteine häufige, dunkle, graue, leicht bräunliche Farbe. Die Dunkelfärbung weist auf einen Gehalt an Bitumen hin, das sich beim Anschlagen durch den Geruch bemerkbar macht. Die verwitterte Oberfläche ist meist hellgrau. Das Gestein ist fest und hat einen leicht rauhen Bruch. Gelegentlicher schwacher Dolomitgehalt ist dann an dem eckigen, würfeligen Bruch zu erkennen. Zahlreiche mehr oder weniger starke Klüfte sind mit Kalzit verheilt. Die Schichtoberflächen sind unruhig.

Dünnschliffe: Probeentnahme am Fuß der Felswand ca. 400 m WNW Steinberg-Alpe auf 1340 m (R 26840; H 90320) (N 52° E, f 30° SE),

ca. 7,50 m unter dem Beginn der dünnschichtigen Kalksteine (siehe b): eine dichte, kalkig-mergelige Grundmasse wird von kleinen Stylolithbildungen durchzogen. Dicke bis haarfeine Klüfte sind mit idiomorphen Kalkspatkristallen verheilt. Fossilreste sind bis auf eine Brachiopodenschale stark umkristallisiert.

ca. 5,50 m unter dem Beginn der dünnschichtigen Kalksteine: In eine dichte, kalkig-mergelige Grundmasse sind mittelkörnige Kristalle eingelagert, die wahrscheinlich terrigenen Ursprungs sind. Schalenbruchstücke sind undeutlich zu erkennen. Eine Kleinstbrachiopode ist das einzig sicher ansprechbare Fossil.

Grenze zu den feinschichtigen Kalksteinen: In einer dichten, kalkig-mergeligen Grundmasse „schwimmen" kantengerundete Brocken, die den gleichen Gesteinscharakter wie das eben beschriebene Sediment besitzen. Es mag sich hier um ein Resediment handeln.

b) Es folgen mit einer Mächtigkeit von ca. 6—9 m dünnschichtige (mm—cm), wellige, wurstelige Kalksteine, denen einzelne dickere (dm) Bänke zwischengelagert sind. Diese dünnschichtigen Gesteine sind tektonisch stark beansprucht und zerfallen bei der Verwitterung in stückigen Grus. Der Bitumengehalt ist etwas höher als bei den vorigen Kalksteinen. Dies macht sich dann auch in der etwas dunkleren Färbung bemerkbar. Häufig wurden kleine, gezackte Löchelchen beobachtet, die mit Brauneisen ausgekleidet sind. Auch auf den Schichtfugen sind rostige Anflüge und hellbraune Mergelhäutchen vorhanden.

Dünnschliff: Probeentnahme am Fuß der Felswand ca. 300 m W Steinberg-Alpe auf 1290 m (R 26980; H 90150), (N 54° E, f 36° SE), ca. 5 m über der Untergrenze der dünnschichtigen Kalksteine: In einer eintönigen, kalkig-mergeligen Grundmasse sind vielfach kleine Bitumentröpfchen (?) eingelagert. Organismenreste sind bis zur Unkenntlichkeit umkristallisiert.

c) Es schließen sich ca. 26 m mächtige, gebankte (dm) Kalksteine von mittelbraungrauer Farbe an. In den unteren Metern sind sie mit rostigen Pünktchen durchsetzt. Der Gesteinscharakter ist im übrigen der gleiche wie bei den zuerst genannten Bankkalken (a), lediglich die Färbung wird nach oben heller.

Dünnschliff (Taf. 12, Fig. 1): ca. 15 m über der Untergrenze der dünnschichtigen Kalksteine. Die Grundmasse ist kalkig-mergelig. Darin befinden sich zahlreiche rundliche bis ovale Gebilde unbestimmter Zugehörigkeit, die teils mit Brauneisen, teils mit Chalcedon ausgefüllt sind.

Unterhalb des Münchner Hauses wird diese Bankkalkserie durch massige Gesteine vertreten, die mit einer Mächtigkeit von ca. 60 m aufgeschlossen sind. Es mag sich hier um einen Riffklotz handeln. Riffbildungen wurden im Anis häufig beschrieben (s. a. Pia 1920, Miller 1962, S. 9).

1.21 Alter

In den mm-cm bankigen Kalksteinen konnten keine bestimmbaren Fossilien gefunden werden. Daher konnte eine paläontologische Alterseinstufung

nicht erfolgen. Die Serie dürfte jedoch in den unteren Alpinen Muschelkalk (Hydasp nach Pia) zu stellen sein, da sie zwischen den unterhydaspischen Reichenhaller Schichten und den im folgenden beschriebenen fossilreichen, knolligen Kalksteinen des mittleren Alpinen Muschelkalks (Pelson nach Pia) liegen.

1.3 Fossilreiche, knollige Kalksteine

1.30 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt

Etwa 20 m mächtig ist der nun folgende dunkelgraue, fossilreiche, knollige Kalkstein, der einen Stich ins Bräunliche besitzt. Auch hier hängt die dunkle Färbung wieder mit einem geringen Bitumengehalt zusammen. Das Gestein ist etwas gebankt, fest, dicht, mit deutlichem Tongehalt, leicht muscheligem, ziemlich glattem Bruch. Die Verwitterungsfarbe ist hell bräunlich-grau. Zahlreiche Klüfte von mm-cm Breite sind mit Kalzit verheilt. Die Schichtflächen sind knollig ausgebildet. Zwischen den Knollen befinden sich dünne (maximal 0,5 cm), bräunliche Mergelhäutchen. Bisweilen sind auch schwarze, glänzende Zwischenmittel vorhanden. Ein Kieselsäuregehalt, kenntlich an bräunlichen Kieselauswitterungen, tritt erst in den oberen Metern dieser Serie auf.

Ca. 10 m über der Basis der knolligen Kalke treten ca. 300 m SW der Steinberg-Alpe auf 1210 m Höhe (R 27 200; H 90 000) (N 60°—68° E, f 20°—23 SE) nesterartig vor allem Brachiopoden auf. Der Fossilhorizont läßt sich im Schichtfallen hangaufwärts bis auf 1320 m Höhe verfolgen. In diesem Horizont wurden kugelige, parallel- bis radialstrahlige Kristallaggregate von Cölestin ($SrSO_4$) gefunden. Die Kristallaggregate erreichen eine Größe von 6 cm.

Dünnschliff: Eine kalkige, stark mergelige Grundmasse enthält organogenen Schutt, untergeordnet exotisches Material, Bitumentröpfchen und kleine Cölestinkriställchen. An organischen Resten sind im einzelnen zu erkennen: *Lenticulina*, *Frondicularia*, Crinoideen-, Echiniden- und Bryozoenreste, Schalen von Brachiopoden und Gastropoden.

Unterhalb des Münchner Hauses sind die fossilreichen, knolligen Kalksteine durch massige Kalksteine vertreten (?Riffstotzen?).

Die bräunlichen Mergelhäutchen zwischen den knolligen Schichtflächen der Kalksteine ließen sich besonders gut am Punkt (R 26 860; H 90 080) in 1380 m Höhe an der dortigen Felswand gewinnen.

Bemerkungen zur Fauna

In Schlämmrückständen findet man vereinzelt recht schlecht erhaltene Foraminiferengehäuse. Mit Sicherheit konnten 3 Gattungen bestimmt werden: *Marginulina* sp., *Rectoglandulina* sp., *Pseudoglandulina* sp.

Von *Encrinus liliiformis* Schlotheim liegen mir mehrere Stielglieder vor, deren Durchmesser bis zu 1 cm betragen. Kleine Stielglieder von *Dadocrinus gracilis* (Buch) sind mit *Encrinus liliiformis* vergesellschaftet. Sie wittern gut kenntlich auf den Gesteinsoberflächen aus.

Die Gesteine, in denen beide Crinoideengattungen zusammen auftreten, stellt Gasche (1939, S. 85) in das Pelson. Nach Gasche wurde das Zusammenauftreten nie in Schichten über den Brachiopodenbänken beobachtet.

Bei der Aufbereitung der Kalksteine mit Monochloressigsäure fanden sich im Rückstand unbestimmbare Bruchstücke von Bryozoen.

Lingula tenuissima Bronn

2 Exemplare mit der noch wohlerhaltenen Schalensubstanz haben eine Höhe von ca. 1,8 mm und 6,8 mm.

„*Rhynchonella*" *trinodosi* cf. *toblachensis* Loretz (?)

1 gut erhaltenes Exemplar, das mit Sicherheit nicht bestimmt werden konnte, hat auf der Ventralschale eine breite Falte, die sich vom Stirnrand nicht ganz bis zur Schalenmitte fortsetzt. Auf der Dorsalseite befindet sich an der gleichen Stelle eine ähnliche Falte. Dadurch erhält der Stirnrand ein welliges Aussehen. Der Schnabel mit einem deutlich erkennbaren Stielloch ist kräftig und ragt ein wenig über die Dorsalschale hinaus. Nur ganz entfernt kann das vorliegende Stück mit *Rhynchonella trinodosi* cf. *toblachensis* verglichen werden, und zwar mit dem Exemplar, das Bittner (1890, Taf. XXXII, Fig. 32) abbildet.

Spiriferina fragilis (Schlotheim)

Bei einem etwas verdrückten Exemplar und einigen Fragmenten sind Sinus und Wulst breiter als die angrenzenden Rippen.

Spiriferina manca Bittner

Es liegt ½ Exemplar vor, dessen Erhaltung für die Bestimmung ausreicht.

Spiriferina aff. *stracheyi* Salter

Bittner (1899, S. 18) weist auf die Verwandtschaft mit *Spiriferina fragilis* hin. Das mir vorliegende Exemplar besitzt eine sehr hohe Area und einen tief eingeschnittenen Sinus auf der Ventralschale. Diese Merkmale stellen eine enge Beziehung zu *Sp. stracheyi* dar.

Spiriferina (Mentzelia) köveskalliensis Suess

3 Ventralschalen weisen die typische, feine, dichte Berippung dieser Art auf.

Spiriferina (Mentzelia) mentzelii (Dunker)

Es konnten 1 vollständiges Exemplar und 5 Ventralschalen gefunden werden. Das vollständig erhaltene Exemplar verhält sich Länge : Breite der kleinen Klappe wie 1 : 1,42. Es läßt sich am besten mit der bei Bittner (1890, Taf. XXXIV, Fig. 11) abgebildeten Form vergleichen.

Tetractinella trigonella (Schlotheim)

Bei 8 vollständig erhaltenen Exemplaren handelt es sich ausnahmslos um 4-rippige Formen. Ihre Schalensubstanz ist meistens erhalten, geht aber bei der Präparation teilweise verloren. Dadurch erklärt es sich auch, daß die spitzen Enden der Rippen bei den präparierten Stücken nicht mehr vorhanden sind.

Um zu zeigen, daß die Art beträchtlich variiert, gebe ich hier einige Maße in mm an:

h	b	d
17,0	18,3	9,6
15,7	17,6	9,9
13,0	16,0	10,0
10,5	11,4	5,5
10,0	9,3	7,0

Retzia cf. *schwageri* Bittner

Einige Schalenfragmente mit wenig zahlreichen Rippen lassen nur eine unsichere Bestimmung zu.

Coenothyris vulgaris (Schlotheim)

Diese häufigste und verbreitetste Art der Mitteltrias lieferte aus den Brachiopodenlagen auch die Hauptmasse an Exemplaren. Es konnten über 70 Stücke gesammelt werden. Da sie ziemlich fest mit dem Nebengestein verwachsen sind, konnte nur ein Drittel davon vollständig präpariert werden.

Die Minimalmaße sind in mm: h = 7,8; b = 6,7; d = 3,5
Die Maximalmaße sind in mm: h=23,8; b = 18,8; d = 13,2

Betrachtet man das gesamte präparierte Material, so findet man neben länglich-ovalen Formen auch solche, die nahezu kreisrund sind. Daraufhin wurden alle sehr gut erhaltenen Stücke vermessen. Die Maße wurden in einem Korrelationsbild nach dem Vorschlag von Kirchner (1931) zusammengefaßt. Außerdem wurde noch eine Verteilungskurve gezeichnet.

Coenothyris cycloides Zenker

Aus dem Korrelationsbild (Abb. 2) ist deutlich zu entnehmen, daß sich von *C. vulgaris* eine andere Art, nämlich *C. cycloides* abtrennen läßt. Dieser Methode bediente sich H. Kirchner (1933, S. 126ff) an Exemplaren der Würzburger Trias. Er stellte fest, daß es sich nicht infolge ungünstiger äußerer Bedingungen um kleiner gebliebene *C. vulgaris* handelt, sondern daß *C. cycloides* eine eigene Art mit einer Wachstumstendenz ist, die in allem von der *C. vulgaris* verschieden ist.

In der Verteilungskurve (Abb. 3) konnte gezeigt werden, daß es sich nicht um Übergänge von breitovalen zu langovalen Formen der *C. vulgaris* handelt, wie A. H. Müller (1958, S. 357) zeigt, sondern daß auch bei dieser Kurve *C. vulgaris* und *C. cycloides* sich in zwei eindeutigen Maxima herausheben. Es ist mir nicht bekannt, daß im alpinen Raum *Coenothyris cycloides* Zenker schon einmal beschrieben wurde.

Die Minimalmaße sind in mm: h = 7,8; b = 7,0; d = 3,4
Die Maximalmaße sind in mm: h = 19,0; b = 17,4; d = 9,7

Im germanischen Bereich ist die *C. cycloides* auf den Hauptmuschelkalk beschränkt.

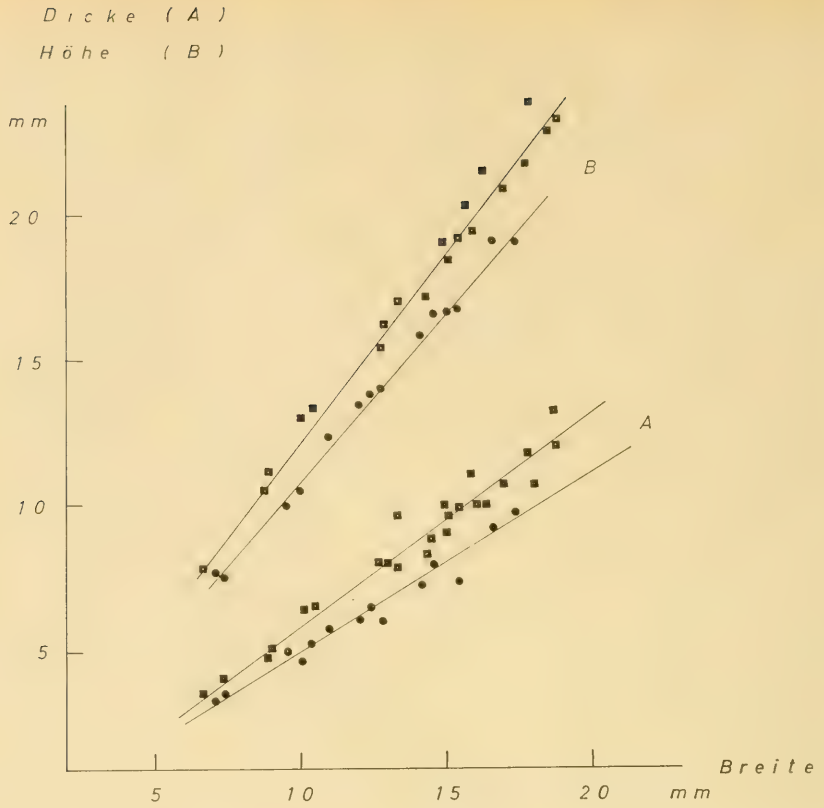

Dicke (A)
Höhe (B)
mm
20
15
10
5
B
A
5
10
15
20
mm
Breite

Abb. 2

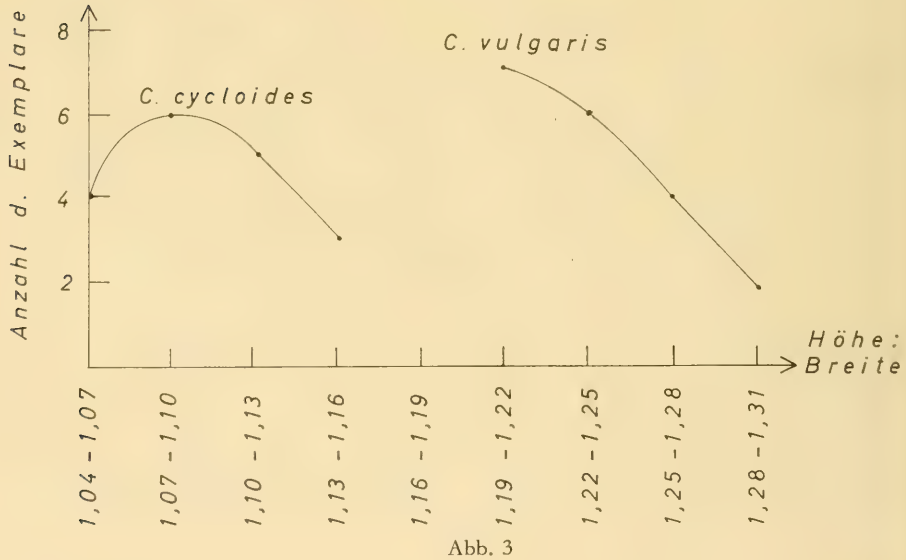

Anzahl d. Exemplare
8
6
4
2
C. cycloides
C. vulgaris
Höhe:
Breite
1,04 - 1,07
1,07 - 1,10
1,10 - 1,13
1,13 - 1,16
1,16 - 1,19
1,19 - 1,22
1,22 - 1,25
1,25 - 1,28
1,28 - 1,31

Abb. 3

Abb. 2: Korrelationsbild von *Coenothyris vulgaris* (▫) und *Coenothyris cycloides* (●). Die Linien der Höhenwachstumstendenz (B) und der Dickenwachstumstendenz (A) laufen nicht parallel, sondern schneiden sich in ihrer Fortsetzung in einem spitzen Winkel. Es liegen für beide Arten verschiedene Wachstumsverhältnisse vor

Abb. 3: Die Verteilungskurve zeigt, daß keine Übergänge von den nahezu kreisrunden Formen der *Coenothyris cycloides* zu den langovalen der *Coenothyris vulgaris* vorhanden sind

Aulacothyris angusta angusta (Schlotheim)

Den von Bittner (1890) abgebildeten Exemplaren ähnelt mein einziges vollständig erhaltenes Exemplar am meisten dem auf Taf. XXXVI, Fig. 42. Allerdings ist das vorliegende Stück etwas kleiner. Zwei Dorsalschalen sind etwas breiter als das vorige Exemplar; sie passen gut zur Fig. 43 der gleichen Tafel.

Aulacothyris angusta incrassata Bittner

Eine aufgeblähte, größere Form von *A. angusta* ist nach Bittner (1890, S. 8) eine Subspezies. Diese Nebenform wurde aus dem Wendelsteingebiet beschrieben und liegt nun mit 1 Exemplar auch vom Kampenwandgebiet vor.

Mollusca sind nur sehr spärlich vertreten. Bei den Lamellibranchiaten sind es einzelne Schalenabdrücke von

Aviculopecten aff. *elegantulus* Bittner
Pseudomonotis (Claraia) aff. *painkhandana* Bittner
Pecten (Velopecten) cf. *albertii* Goldfuss
Placunopsis aff. *plana* Giebel

An Gastropoden wurde nur ein Exemplar von *Polygyrina* sp. gefunden. Im Dünnschliff wurden Gastropodendurchschnitte häufiger beobachtet, z. T. von *Promathilda* sp.

Von Cephalopoden wurden nur wenige Durchschnitte gefunden.

Die Schlämmrückstände lieferten zahlreiche Steinkerne von *Ostracoda* div. sp.

Außerdem wurden noch 7 Ganoidschuppen und 20 Fischzähne ausgelesen. Sie sind alle tadellos mit dem ursprünglichen Glanz des Schmelzes erhalten, meist hellbraun gefärbt, doch kann die Färbung in einzelnen Fällen bis zum tiefsten Braun reichen.

Hybodus sp.

Es liegt mir 1 beschädigter Zahn vor, über dessen Basis sich eine Mittelspitze erhebt. Die Mittelspitze trägt zu beiden Seiten, sowie vorne und hinten, einen scharfen Kiel. Dadurch wird die Mittelspitze im Querschnitt viereckig. Eine wesentlich kleinere Nebenspitze läßt schwache vertikale Fältchen erkennen. Im übrigen gleicht sie der Hauptspitze.

Saurichthys mougeoti Agassiz

Es sind dies leicht gebogene Zähne, deren Wurzel undurchsichtig ist und deutliche, zusammenlaufende bzw. sich gabelnde Schmelzleisten aufweist. Die durchsichtige Schmelzspitze trägt beiderseits einen scharfen Kiel. Sie hat weiterhin Leisten, die auf der konkaven Seite meist stärker ausgebildet sind.

Die Länge eines Zahnes mißt ca. 1,3 mm, die Breite c. 0,7 mm (an der Basis gemessen).

Saurichthys apicalis Agassiz

Die Zähnchen, die dieser Art angehören, zeichnen sich durch sehr feine Schmelzleisten an der Wurzel aus. Diese können sogar ganz verschwinden. Bei allen Exemplaren ist die Schmelzspitze glatt.

Zwischen *S. mougeoti* und *S. apicalis* existieren bei dem vorliegenden Material kontinuierliche Übergänge in der Verzierung der Basis: a. grob gerillt; b. fein gerillt; c. sehr feine Schmelzleisten; d. keine Schmelzleisten.

Die Verzierung bildet das eigentliche Unterscheidungsmerkmal (Oertle 1929, S. 273) der beiden Arten.

Nach Deecke (1927, S. 186) sollen solche Reste heute paläontologisch absolut wertlos sein; auch müßten viele Arten der germanischen Trias eingezogen werden, besonders die Zähne von *Saurichthys* würden wenig besagen. — Immerhin lassen sich trotz aller dieser Unsicherheiten Vergleiche mit Faunen anderer Gebiete ziehen. Das vorliegende Material wurde nach der Literatur aus dem Muschelkalk der germanischen Trias bestimmt und erläutert (E. Jörg 1941; G. F. Oertle 1928). Eine ähnliche Fischfauna aus dem Alpinen Muschelkalk ist durch Schnetzer (1934, S. 150) mit *Saurichthys* cf. *acuminatus* Agassiz, *Saurichthys* sp. und Fischschuppen von Saalfelden bekannt gemacht worden.

Neben einigen Conodontenbruchstücken konnten 2 nicht vollständige Exemplare von *Gondolella* gefunden werden. Sie gehören der Art *mombergensis* Tatge oder *navicula* Huckriede an. Da sich *navicula* aus *mombergensis* entwickelt (Huckriede 1958, S. 148), und beide Arten sich daher ähneln, sind die unvollständigen Stücke nicht genauer zu bestimmen.

1.31 Alter

Broili (1914, S. 399) konnte im Alpinen Muschelkalk *Dadocrinus gracilis* (Buch), *Tetractinella trigonella* (Schlotheim), *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim) und *Aulacothyris angusta* (Schlotheim) finden. Da bei Broili nicht ersichtlich ist, aus welchen Schichten des Alpinen Muschelkalkes die Fossilien stammen, besuchte ich die von Broili angegebenen Lokalitäten. Dabei stellte ich fest, daß die Funde Broilis mit größter Wahrscheinlichkeit aus den fossilreichen, knolligen Kalksteinen stammen.

Pia (1930, S. 20 und 97 ff) stellt die Brachiopodenbänke der Südalpen in das Pelson. Er bemerkt weiterhin, daß die pelsonische Stufe nur einen geringen Umfang hat, aber als Grenzhorizont zwischen Unter- und Oberanis stratigraphisch ziemlich wichtig ist. Den Faunen- und Mächtigkeitsverhältnissen versucht er dadurch gerecht zu werden, daß er Pelson und Illyr zum Oberanis zusammenfaßt.

Nach den neuesten Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias von Rosenberg (1959) treten in den Nordalpen die oben beschriebenen Brachiopoden erst-

malig im mittleren Alpinen Muschelkalk (Pelson) auf. Aus der graphischen Darstellung kann man entnehmen, daß einzelne Arten auch in höheren Stufen auftreten können.

Durch Vergleiche mit der Fauna vom Wendelstein (Fraas 1891, S. 19—24, Osswald 1929, S. 14) und auch auf Grund der Tabelle Rosenbergs komme ich zu folgendem Schluß:

Je nach den Lebensbedingungen können die beschriebenen Brachiopoden nester- und lagenförmig vom mittleren Alpinen Muschelkalk (Pelson) bis zum oberen Alpinen Muschelkalk (Illyr) auftreten. Da die für den oberen Alpinen Muschelkalk (Illyr) leitende *Rhynchonella trinodosi* Bittner im Arbeitsgebiet nicht gefunden wurde, und das gemeinsame Auftreten von *Encrinus* und *Dadocrinus* (Gasche, 1939, S. 85) für pelsonisches Alter spricht, stelle ich meine Brachiopodenfauna nicht zuletzt auf Grund der Lagerung in das Pelson. Ich lasse diese Stufe dort, wo sie lithologisch als Knollenkalk ausgebildet ist, beginnen.

Da nach Pia (1930, S. 20 u. 97ff) dem Pelson nur die Rolle eines Grenzhorizontes mit geringem Umfang zukommt, wäre die Grenze zum hangenden Illyr nicht weit oberhalb der Brachiopodenlagen zu suchen.

1.4 Fossilarme, knollige Kalksteine

1.40 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt

Bis zu 65 m mächtig können die fossilarmen, knolligen Kalksteine werden. Sie besitzen keine besonderen Unterschiede gegenüber den vorigen. Der Kieselsäuregehalt nimmt allerdings deutlich zu und macht sich durch zahlreiche bräunliche Kieselauswitterungen bemerkbar. Am auffallendsten sind kleine, kugelige Knöllchen, die im Dünnschliff keinerlei Struktur zeigen. Im weiteren Verlauf der Serie wird die Schichtung undeutlicher, und die knollige Ausbildung nimmt zu. Vereinzelt konnten unpräparierbare Brachiopodenschälchen und kleine Crinoideenstielglieder beobachtet werden. In den oberen Teilen wird das Gestein hellbraungrau, und der Kieselsäuregehalt verschwindet nahezu gänzlich.

Riffbildungen scheinen nur im unteren Teil der Serie vorhanden zu sein.

Dünnschliff: das Gestein stellt eine Mikrolumachelle mit Foraminiferen dar (Taf. 12, Fig. 2).

1.41 Alter

Da in dieser Serie keine bestimmbaren Fossilien gefunden wurden, konnte eine genaue Grenzziehung zwischen mittlerem und oberem Alpinen Muschelkalk nicht erfolgen. Vermutlich gehört der größte Teil der fossilarmen, knolligen Kalksteine dem oberen Alpinen Muschelkalk (Illyr) an.

1.5 cm—dm bankige Kalksteine

1.50 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt

Bis zu einer Mächtigkeit von 25 m entwickeln sich aus der vorigen Serie durch abnehmende Knollenbildung gebankte Kalke. Die Schichtoberflächen sind nur noch leicht gewellt oder wurstelig. Sonst haben sie den gleichen Gesteinscharakter wie die vorigen Kalksteine. Lediglich die Farbe wird noch etwas heller.

Dies hängt mit der Abnahme des Bitumen- und Tongehalts zusammen. Der Kieselsäuregehalt nimmt wieder zu.

In den oberen Teilen dieser Serie treten auf den wursteligen Schichtoberflächen vielfach helle, gelbliche bis grünliche, kalkige Mergel auf (hierzu siehe Miller 1962, S. 11). Ein Beweis für vulkanisches Material in diesen Mergeln und im Gestein konnte nicht erbracht werden.

Ein Profil auf 1540 m Höhe (R 27840; H 90 700), N 100° E, f 32° SW) ist am Weg, der vom Raffen zur Kampenwand führt, aufgeschlossen.

Ausbildung der obersten cm—dm bankigen Kalksteine:

5. Oben: ca. 0,20 m aufgeschlossen. Es handelt sich um einen hellen, bräunlichen Mergelkalk, der geschichtet ist und einen ziemlich glatten Bruch besitzt.

Dünnschliff: in eine dichte mergelig-kalkige Grundmasse sind weniger dichte, etwas kantengerundete Komponenten mit stark umkristallisiertem Fossilschutt eingelagert. Das Gestein stellt ein Resediment dar.

4. ca. 0,15 m. Bräunlicher, geschichteter, fester Kalkstein mit deutlichem Tongehalt und ziemlich glattem Bruch. Darin enthalten sind große schwärzliche Flecken, hellbräunliche Schlieren, mittelgroße, rote Flecken und feinstverteilter Pyrit.

Dünnschliff: es zeigt sich, daß die großen Flecken von dem Pyritgehalt herrühren. Der Schliff ist erfüllt mit Schalenresten, die hauptsächlich von Brachiopoden stammen. Außerdem finden sich Foraminiferen: *Lenticulina*, *Nodosaria* u. a. Auch Ostracoden sind zu beobachten.

3. ca. 11,70 m mächtig. Gut geschichtete (cm—dm), mäßig helle, bräunliche, ziemlich glatt brechende Kalksteine.

Dünnschliff: eine ziemlich eintönige, kalkig-mergelige Grundmasse hat primäre Hohlräume, die mit idiomorphen Kalkspatkristallen ausgefüllt sind, und enthält stark umkristallisierte organische Reste. Ein Längsschnitt einer *Frondicularia* läßt sich mit der Art

Frondicularia woodwardi Howch

vergleichen, die Cuvillier & Sacal (1951, T. 1-2) aus dem Muschelkalk der Aquitaine erwähnen.

2. ca. 2,20 m. Es sind mittelgraue Kalksteine mit dem gleichen Gesteinscharakter wie die vorigen.

1. ca. 4,0 m aufgeschlossen. Dunkle, braungraue Kalksteine mit einem Stich ins Rötliche gleichen in ihrem Äußeren den anisischen Kalksteinen in ihrer allgemeinen Ausbildung.

Im Dünnschliff zeigt sich eine mergelig-kalkige Grundmasse, die feinkörniges, exotisches Material enthält. Außerdem ist organogener Schutt reichlich vorhanden. Dieser ist zum Teil schon leicht umkristallisiert. Neben einigen Foraminiferenarten, von denen eine *Lingulina* sp. erkannt werden konnte, sind zahlreiche Brachiopoden- und Echinodermenreste vorhanden.

Bemerkungen zur Fauna.

Da die Serie keine bestimmbare Macrofauna lieferte, wurden einige Gesteinsproben aus den Bankkalken mit Monochloressigsäure aufbereitet. Probenentnahme: (R 26750; H 90520) auf 1425 m Höhe ca. 150 m SE des Wirtshauses. (N 118° E, f 52° NE).

Den Rückstand bildeten Dolomitkriställchen, amorphe Kieselsäure. Vereinzelt wurde Pyrit und chersogener Quarz gefunden. Außerdem wurde folgende Mikrofauna ausgelesen:

Ammodiscus sp.
Glomospira sp.

Lituotuba sp.
Tolypammina sp.
Ammobaculites sp.
Dentalina div. sp.
Trochammina sp.
Textularia sp.
Verneuilina sp.
Pseudoglandulina sp.
Rectoglandulina sp.

Die genaue Artbestimmung muß einer späteren Bearbeitung vorbehalten bleiben. Franz (1959, S. 3—4) konnte eine ähnliche Foraminiferenfauna zusammen mit *Gymnites* sp. und einer Brachiopodenfauna auffinden. Die gesamte Fauna soll dem Trinodosusniveau entsprechen.

Der Anteil an Ostracoden ist gering. Die Exemplare liegen als Steinkerne vor.

Eine Zahnspitze von *Saurichthys* konnte nicht näher bestimmt werden, da die Zahnbasis fehlt.

Conodonten sind in den Schlämmrückständen nur schwach vertreten. Es liegen einige Bruchstücke von *Gondolella* vor. Bei einem Stück ist die Plattform besonders dick, wulstig und mit kleinen Grübchen versehen. Diese Merkmale sollen für *Gondolella navicula* Huckriede typisch sein (Huckriede 1958, S. 148). Vorkommen: Pelson—Sevat.

Ein sehr schönes Stück liegt mir von *Hindeodella* vor. Es läßt sich am besten mit den Stücken von *Hindeodella triassica* Müller vergleichen, die Dede (1960, Taf. I, Fig. 25—28) zur Abbildung bringt. Vorkommen: Wende Pelson/Illyr—Sevat. Ein Bruchstück von *Prioniodina* läßt keine Artbestimmung zu.

1.51 Alter

Aus dem cm—dm bankigen Kalksteinen liegt mir kein eindeutiger paläontologischer Beweis für das Alter vor. Da diese Serie zwischen den Brachiopodennestern des mittleren Alpinen Muschelkalks (Pelson) und ladinischen Partnachschichten (Fassan) liegt, stelle ich sie in den oberen Alpinen Muschelkalk (Illyr).

2. Die Gesteine der Ladinischen Stufe

2.1 Dunkle Mergel und Kalksteine (Partnachschichten)

Überall dort, wo die Partnachschichten nicht tektonisch unterdrückt oder mit Hangschutt bedeckt sind, lassen sie sich als das Liegende des Wettersteindolomits nachweisen. Im Gelände bilden die Mergel Verebnungen oder sattelartige Einmuldungen.

Die Mächtigkeit beträgt ca. 20 m.

Aus den obersten Gesteinslagen des oberen Alpinen Muschelkalks (Hydasp), die den Charakter eines Resedimentes tragen, entwickeln sich mittelgraue, leicht grünliche, geschieferte Mergel.

Den Mergeln sind harte, dunkelgraue Kalkbänke zwischengelagert. Die oberen Kalkbänke enthalten dunkelgraue, kantengerundete Kalkkomponenten.

Es schließen sich schwärzliche Mergel an, denen dunkelgraue bis schwärzliche Kalklinsen und -bänkchen zwischengelagert sind. In verwittertem Zustand sind diese Mergel und Kalke mit einer braun-gelblichen Rinde überzogen. Die überwiegend mergelige Serie schließt mit einer Kalkbank ab, in deren mittelgrauen Grundmasse Kalkgerölle (bis zu 3 cm) „schwimmen". Die Kalkgerölle gleichen in ihrem Aussehen dem Kalkstein, in dem sie eingebettet sind.

Es kann noch ein ca. 10 m mächtiger graubräunlicher Kalkstein folgen, z. B. am Punkt (R 27 800; H 90 800). Ob es sich bei diesem Kalkstein um Partnachkalk (siehe Miller 1962, S. 22) oder um eine Sonderausbildung des unteren Wettersteindolomits handelt, konnte nicht entschieden werden.

Ein Profil zeigt die Verhältnisse am Punkt (R 26 740; H 90 620) auf 1450 m Höhe, ca. 70 m vom Wirtshaus.

8. Oben: ca. 0,30 m fleischroter, brecciöser Wettersteindolomit (?) mit rötlich-bräunlicher Verwitterungsfarbe. Im Dünnschliff sieht man leicht kantengerundete Komponenten, die auf synsedimentäre Entstehung schließen lassen. Zwischen sehr kleinen Dolomitkriställchen und den übrigen Komponenten ist Roteisen eingelagert.

7. ca. 5,50 m dunkelgrauer Mergel.

6. ca. 0,40 m mausgrauer, toniger, dichter Kalkstein mit glattem Bruch, schwarzen Flecken und Pyrit. Kleine und mittlere Löcher sind mit Brauneisen gefüllt. Der Kalkstein verwittert hell bräunlichgrau. Er lieferte eine Anzahl Brachiopoden. Im Dünnschliff erkennt man in einer mergelig-kalkigen Grundmasse Kalkkomponenten synsedimentärer Entstehung. Die Klüfte sind mit Kalzit verheilt. Organogener Schutt ist reichlich vorhanden. Man erkennt Echinodermen- und Brachiopodenreste, ferner *Ammodiscus* sp. und *Textularia* sp.

5. ca. 2,50 m mittelgraue, leicht grünliche, geschieferte Mergel mit einer Mikrofauna.

4. ca. 0,40 m dunkelgraue Kalkbank mit bräunlichen Partien. Das Gestein ist hart, zäh und hat einen leicht rauhen, splittrigen Bruch. Die Verwitterung ist mittelgrau, leicht bräunlich.

3. ca. 6,0 m mittelgraue, leicht grünliche, geschieferte Mergel mit Mikrofauna.

2. ca. 0,40 m dunkle, blaugraue Kalkbank mit bräunlichen Kieselauswitterungen, die cm groß werden. Das Gestein ist hart und zäh, der Bruch mäßig rauh.

Dünnschliff: in einer kalkig-mergeligen Grundmasse sind mittelkörnige Kristalle in großer Zahl vertreten. Hier und da finden sich pelitische Schlieren. Häufig beobachtet man feine, schwarze Einlagerungen. Es scheint sich um bituminöses Material zu handeln. Außerdem sind Foraminiferen und Brachiopoden zu erkennen.

1. ca. 1,0 m aufgeschlossen. Mergel in gleicher Ausbildung wie die vorigen.

Bemerkungen zur Fauna

In den mittelgrauen, leicht grünlichen Mergeln (im Profil 3. und 5.) konnte eine individuenreiche, jedoch artenarme Foraminiferenfauna gefunden werden:

Ammodiscus sp.
Nodosaria sp.
Dentalina sp.
Marginulina sp.

Die Proben enthielten ferner 5 hexactinellide Schwammnadeln (Ordnung: *Lyssakida*, Überfamilie: *Brachiospongioidea*) und zahlreiche *Ostracoda* div. sp.

Aus dem mausgrauen, tonigen, dichten Kalkstein (im Profil 6.) stammt folgende Makrofauna:

„*Rhynchonella*" *bajuvarica* Bittner

Ein kleines, etwas beschädigtes Exemplar zeigt deutlich die Merkmale des Stückes, das Bittner (1890, Taf. XLI, Fig. 1) abbildet.

Spiriferina (Mentzelia) ampla Bittner

Von dieser großwüchsigen Art liegen mir 2 Exemplare vor. Sie sind wohl kaum mit einer anderen *Spiriferina* zu verwechseln. Bei Bittner (1890) ist diese Form auf Tafel XLI, Fig. 10, zu finden.

Spiriferina (Mentzelia) mentzelii (Dunker)

Da diese Art (Bittner 1890, S. 22) bedeutend variiert, kann man wohl ohne Bedenken ein Exemplar, dessen Schalen an den Rändern unter einem sehr spitzen Winkel zusammenstoßen, der *Sp. mentzelii* zuordnen. Bei einem etwas beschädigten Exemplar ist dieser Winkel nicht ganz so spitz.

Retzia cf. *schwageri media* Bittner

Ein kleines, etwas beschädigtes Stück läßt sich mit der Fig. 12 auf Tafel XLI bei Bittner (1890) vergleichen.

Koninckina cf. *leonhardi* (Wissmann)

Die faserigen Ventralschalen einer kleinen *Koninckina* sind im Gestein ungemein häufig. Da die Präparation äußerst schwierig war, gelang es mir, nur 2 Ventralschalen zu gewinnen. Diese sind ziemlich klein und mögen wohl zu *K. leonhardi* gehören.

Aulacothyris angusta angusta (Schlotheim)

Von dieser wohlbekannten Art liegt ein guterhaltenes Exemplar vor.

Aulacothyris sp. indet.

Von *A. angusta* unterscheidet sich das kleine, vorliegende Exemplar durch seine geringe Breite. Am auffallendsten jedoch ist, daß der Sinus der Dorsalschale am Stirnrand keinen Bogen, sondern eine spitze Zunge bildet. Auch der Wulst der Ventralschale ist nicht sanft gewölbt, sondern ziemlich scharf gebogen. Mir ist kein Stück bekannt, mit dem dieses Exemplar verglichen werden könnte.

2.11 Alter

Alle gefundenen Brachiopoden stimmen mit denen der Partnachschichten vom Wendelstein überein. (Fraas 1891, S. 25—28, Osswald 1929, S. 16). Am Wendelstein wurden die Partnachschichten durch Cephalopodenfunde in das

Ladin gestellt. Fraas schreibt darüber auf Seite 27: . . . „Die meisten Arten gehören in die Gruppe des *Trachyceras Aon*, und zwar ist *Trachyceras Aon* Mnstr. selbst vertreten und noch häufiger eine Art, welche sich an *Trachyceras dichotomum* Mnstr. anschließt. Zwei weitere Fragmente lassen sich nach Mojsisovics als *Celtites Buchii* Klipst. und *Trachyceras* cfr. *acutocostatum* bestimmen."

Osswald (1929) berichtet auf S. 16 nur von: „*Trachyceras aon* Mue. u. a. m.".

Aus der Lagerung und aus der Fossilführung, die weitgehend mit den Verhältnissen am Wendelstein übereinstimmen, kann geschlossen werden, daß die Partnachschichten an der Kampenwand ebenfalls bis in die Zone des *Trachyceras aon* reichen.

2.2 Helle Dolomite und Kalksteine (Wettersteindolomit und -kalk)

Den Hauptgipfelbildner mit senkrechten Felswänden stellt im Arbeitsgebiet der Wettersteinkalk dar. Auf der Karte lassen sich 2 Hauptzüge erkennen: im Norden erstreckt sich der eine Zug von der Kampenwand über Staffelstein, Hirschenstein, Brunnensteinkopf bis zum Priental. Im Süden erstreckt sich der andere Zug vom Hammerstein über die Sonnenwendwände zur Überhängenden-Wand.

Zwischen beiden Zügen liegt der gewaltige Klotz der Scheibenwand.

2.20 Gesteinsausbildung und Fossilinhalt

Da der Wettersteinkalk in überwiegendem Maße ein massiges Riffgestein darstellt, läßt sich seine Mächtigkeit nur indirekt aus den liegenden und hangenden Schichten errechnen. Er wird wohl nicht über 200 m mächtig werden.

Über den dunkelgrauen Mergeln der Partnachschichten folgt ein schmutzig weißer, bisweilen gelblicher, brecciöser Dolomit, der Wettersteindolomit. Im verwitterten Zustand ist sein Aussehen hellgrau und zu würfeligem Grus zerfallen. Durch seinen fehlenden Bitumengehalt unterscheidet er sich vom Hauptdolomit. An der Basis des Wettersteindolomits konnten örtlich rötliche Gesteinsvarietäten beobachtet werden. Auch weißlich-grünliche Kalksteine kommen bisweilen vor. Sie hinterlassen auf Kluftflächen grünliche, kaolinartige Verwitterungsprodukte. Möglicherweise ist die Färbung auf Einwehung geringer Tuffmengen zurückzuführen. Der Wettersteindolomit geht in massigen, weißlichen bis weißlichgelben Wettersteinkalk über. In einem Block, nördlich der Hammersteinwand, konnten sehr schöne Großoolithe beobachtet werden. Der oberste Wettersteinkalk wird ein wenig bräunlich und ist an einigen Stellen im Aufnahmegebiet gebankt.

Der Dünnschliff einer Probe aus dem oberen Wettersteinkalk (R 24160; H 89520) auf 1270 m Höhe der Überhängenden-Wand zeigt deutlich Riffschuttcharakter. An Fossilien findet man zahlreiche Schnitte durch die Knollen der Kalkalge

Ferner wurde ein Gastropodengehäuse, eine Lamellibranchiatenschale *(Anisomyaria)* und Foraminiferendurchschnitte beobachtet.

Erzführung. Die Grenzbänke zu den Raibler Schichten sind durch Roteisenerz intensiv rot gefärbt. Von dieser Erzführung an der Kampenwand berichtet auch Broili (1914, S. 404). In früheren Zeiten ging dort ein Erzbergbau um. Die geringe Erzführung war aber bald erschöpft, so daß die Stollen wieder aufgelassen wurden.

In einem Block und in den Schutthalden des östlichen Teils der Scheibenwand wurden folgende Fossilien gefunden:

Thecosmilia sp.
Encrinus sp. (Stielglieder)
„*Rhynchonella*" sp.
Daonella arzelensis Kittl
Daonella tyrolensis Mojsisovics
Schafhäutlia mellingi (Hauer)
Neritaria comensis Hoernes

2.21 Alter

Weder in den Nachbargebieten noch im eigenen Arbeitsgebiet konnten leitende Fossilien im Wettersteinkalk gefunden werden. Somit ist es nicht möglich, den Wettersteindolomit und -kalk eindeutig einer Zone zuzuordnen. Die liegenden Partnachschichten reichen am Wendelstein (Osswald 1929, S. 16) noch bis in die Zone des *Trachyceras aon* (vgl. Rosenberg 1959, Taf. 15). Der Wettersteindolomit kann also frühestens innerhalb dieser Zone beginnen. Dies dürfte auch für das Kampenwandgebiet zutreffen, da die Lagerungsverhältnisse weitgehend übereinstimmen.

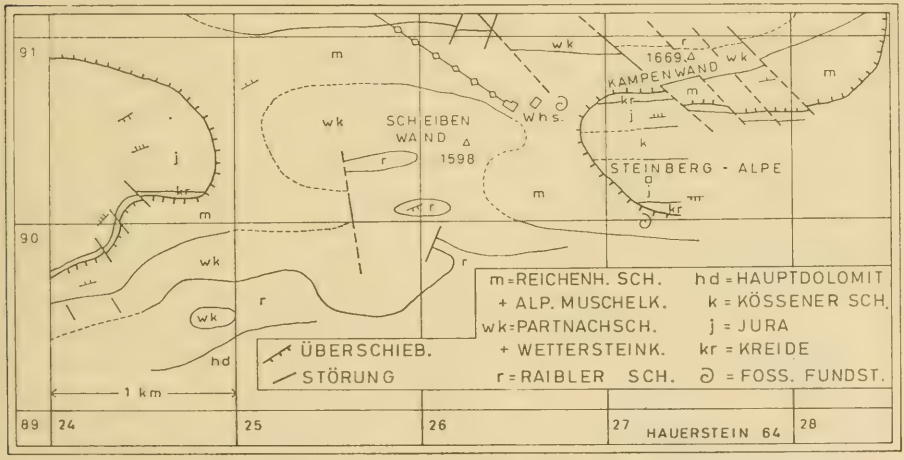


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte des Gebietes SW der Kampenwand

Alma, F.: Eine Fauna des Wettersteinkalkes bei Innsbruck. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, **40**, S. 111—129, 1 Taf., Wien 1926.

Assmann, P.: Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie des oberschlesischen Muschelkalkes. —Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, **34** I, S.268—340, 12 Taf., Berlin 1914.

Bittner, A.: Brachiopoden der alpinen Trias. — Abh. k. k. geol. Reichsanst., **14**, S. 1—325, 41 Taf., Wien 1890.
Nachtrag 1: Abh. k. k. geol. Reichsanst., **17**, 2., Wien 1892.

Bittner, A.: Trias Brachiopoda and Lammellibranchiata. — Palaeontologia Indica. Himalayan Fossils., (15) **3**, Part 2, S. 1—76, 12 T., Calcutta 1899.

Boden, K.: Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. — S. 1—458, 59 Textabb., Stuttgart (Enke) 1935.

Broili, F.: Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. — N. Jb. Min. usw., Beil. - Bd. **37**, S. 391—456, 1 K., 1 Profiltaf., Stuttgart 1914.

Cuvilier, J. & Sacal: Corrélations Stratigraphiques par Microfaciés en Aquitaine. Occidentale. — S. 1—23, 90 Taf., Leiden (Brill) 1951.

Dede, E.: Die Conodonten im germanischen Muschelkalk und ihr stratigraphischer Wert.- Diss. TH München, S. 1—66, Taf. 1—4, München 1960.

Deecke, W. (ed. a Diener): Fossilium Catalogus, I: Animalia, **33**, Pisces triadici. — S. 1—201, Berlin (Junk) 1926.

Deecke, W.: Über die Triasfische. — Paläont. Z., **8**, S. 184—198, Berlin 1927.

Dhein, A.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen. — N. Jb. Min. usw., Beil. - Bd. **88**, B., S. 176—228, Stuttgart 1944.

Diener, C.: Fossilium Catalogus, I: Animalia, **19**, Lamellibranchiata triadica. — S. 1—259, Neubrandenburg (Feller) 1923.

Diener, C. (ed. a Frech, F.): Fossilium Catalogus, I: Animalia, **10**, Brachiopoda triadica. — S. 3—109, Berlin (Junk) 1920.

Diener, C. (ed. a Gürich, G.): Leitfossilien der Trias, wirbellose Tiere und Kalkalgen. — S. 1—118, 28 Taf., Berlin (Borntraeger) 1925.

Fraas, E.: Das Wendelstein-Gebiet. — Geogn. Jh., **3**, 1890, S. 65—99, Cassel 1890.

Franz, U.: Die Geologie der westl. Oberwössener Mulde sowie der nördlich und südlich angrenzenden Einheiten. — Dipl. Arb. Mskr., S. 1—62, 1 Profiltaf., 1 geol. K., München 1959.

Ganss, O.: Geologie des Blattes Bergen. — Geol. Bav., **26**, S. 1—164, 7 Abb., 5 Beil., 1 Profilt., 1 geol. K., München 1956.

Gasche, E.: Ein Crinoidenkelch aus dem Hydasp (der untersten Mitteltrias) der Nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **80** B, S. 72—112, Taf. 4. 20 Abb., Stuttgart 1939.

Gümbel, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — S. 1—950, Taf. 1—42, Gotha (Perthes) 1861.

Hagn, H.: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — S. 1—174, 71 Taf., 8 Tab., Leiden (Brill) 1955.

Hahn, F. F.: Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. — Verh. k. k. geol. Reichsanst., 1912, **15**, S. 337—344, 1 Fig., Wien 1912.

Hollmann, R.: Über Subsolution und die „Knollenkalke" des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1962, **4**, S. 163—224, Stuttgart 1962.

Huckriede, R.: Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — Verh. Geol. B. - A., 1959, S. 44—92, Wien 1959.

Huckriede, R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. — Paläont. Z., **32**, 3/4., S. 141—175, Stuttgart 1958.

Jörg, E.: Die Tonmergellagen des Hauptmuschelkalkes im Breisgau und im Gebiet der Dinkelberge, ihre Fauna und ihre stratigraphische Bedeutung. — Jber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Vereinig., N. F., **30,** 1941, S. 1—41, Taf. 1—3, Stuttgart 1941.

Kirchner, H.: Die Fossilien der Würzburger Trias. Brachipoda. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **71,** B, 1934, S. 88—138, 11 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1934.

Kirchner, H.: Modell zur Veranschaulichung variationsstatistischer Untersuchungsergebnisse. — Paläont. Z., **13,** 1/2, S. 50—55, Abb. 1—3, Berlin 1931.

Kockel, C. W., Richter, M. & Steinmann, H. G.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — S. 1—231, 17 Taf., 57 Textf., 1 geol. K., 1 Profiltaf., Innsbruck (Deutscher und Österreichischer Alpenverein) 1931.

Kollmann, K.: Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs. I. Parabairdia n. g. und Ptychbairdia n. g. (Bairdiidae). — Jb. Geol. B.-A., Sonderbd., **5,** S. 79—106, 3 Textabb., Taf. 22—27, Wien 1960.

Kristan-Tollmann, E.: Rotaliidea (Foraminifera) aus der Trias der Ostalpen. — Jb. Geol.-B.-A., Sonderbd., **5,** S. 47—78, 2 Textabb., Taf. 7—21, Wien 1960.

Kutassy, A. (ed. a Quenstedt): Fossilium Catalogus, I: Animalia, **51,** Lamellibranchiata triadica II. — S. 262—477, Neubrandenburg (Feller) 1931.

Oberhauser, R.: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis" der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. — Jb. Geol. B.-A., Sonderbd. **5,** S. 5—46, Textabb. 5, Taf. 1—6, Wien 1960.

Oberhauser, R.: Ein Vorkommen von Trocholina und Paratrocholina in der ostalpinen Trias. — Jb. Geol. B.-A., **100,** S. 257—267, 1 Abb., Taf. 20—21, Wien 1957.

Örtle, G. F.: Das Vorkommen von Fischen in der Trias Württembergs. — N. Jb. Min. usw. Beil.-Bd. **60,** B, S. 325—472, Taf. 30—32, 1 Textbeil., Stuttgart 1928.

Osswald, K.: Geologische Karte und Geschichte der Wendelsteingruppe. — Mitt. Geograph. Ges. München, **21,** 1928, S. 3—124, 1 geol. K., 1 tekt. K., 1 Profilt., München 1929.

Pia, J.: Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. — Abh. zool.-bot. Ges. Wien, **11,** 2, S. 1—263, 8 Taf., Wien 1920.

Pia, J.: Grundbegriffe der Stratigraphie. — S. 1—253, 3 Abb., Leipzig u. Wien (Deuticke) 1930.

Pokorny, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie, Band 1, S. 1—582, Berlin 1958.

Reis, O. M.: Eine Fauna des Wettersteinkalkes. III. Brachiopoden, Gastropoden, Bivalven etc. — Geogn. Jh., **39,** S. 87—138, Fig. 1—3, Taf. 1—10, München 1926.

Richter, M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. (Deutscher Boden V). — S. 1—179, 56 Textabb., Berlin (Borntraeger) 1937.

Rosenberg, G.: Einige Ergebnisse aus Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1955, S. 197—212, Wien 1955.

Rosenberg, G.: Geleitworte zu den Tabellen der N und S alpinen Trias. — Jb. Geol. B.-A., **102,** 1959, S. 477—479, Taf. 16—18, Wien 1959.

Schaffer, F. X.:Geologie von Österreich. — S. 1—810, Abb., 5 K., Wien (Deuticke) 1951.

Schmidt, M.: Die Lebewelt unserer Trias. — S. 1—461, über 2300 Abb., Öhringen (Rau) 1928. Nachtrag. S. 5—143, Öhringen (Rau) 1938.

Schneider, H. J.: Die Geologie des Arnspitzstockes zwischen Leutasch- und Isartal. — Dipl. Arb., S. 1—107, 1 geol. K., München 1951.

Schneider, H. J.: Der Bau des Arnspitzstockes und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. — Geol. Bav., **17,** S. 17—55, Taf. 1, München 1953.

Schnetzer, R.: Die Muschelkalkfauna des Öfenbachgrabens bei Saalfelden. — Paläontographica, **81,** S. 1—160, Taf. 1—6, 15 Abb., 1 Tab.-Beil., Stuttgart 1934.

Spengler, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördl. Kalkalpen. II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-A., **99,** S. 1—74, 5 Textabb., 1 K., Wien 1956.

Tornquist, A.: Über den Fund eines *Ceratites nodosus* aut. in der vicentinischen Trias und über die stratigraphische Bedeutung desselben. — Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen math.-phys. Kl., S. 5—28, 2 Abb., Göttingen 1896.

Zeil, W.: Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. — Z. deutsch. geol. Ges., **111,** S. 74—100, 8 Abb., Stuttgart 1959.

Tafelerläuterung

Tafel 12

Fig. 1: Dünnschliff der mm—cm bankigen Kalksteine. Die rundlichen bis ovalen Gebilde sind teils mit Brauneisen, teils mit Chalcedon ausgefüllt. (Vergr. ca. 13×)

Fig. 2: Dünnschliff einer Mikrolumachelle aus den fossilarmen, knolligen Kalksteinen (Vergr. ca. 13×)

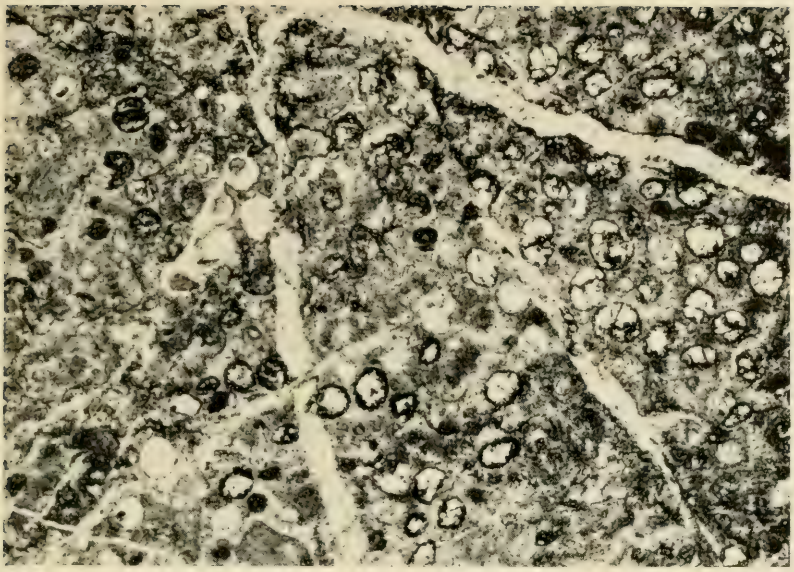


Fig. 1

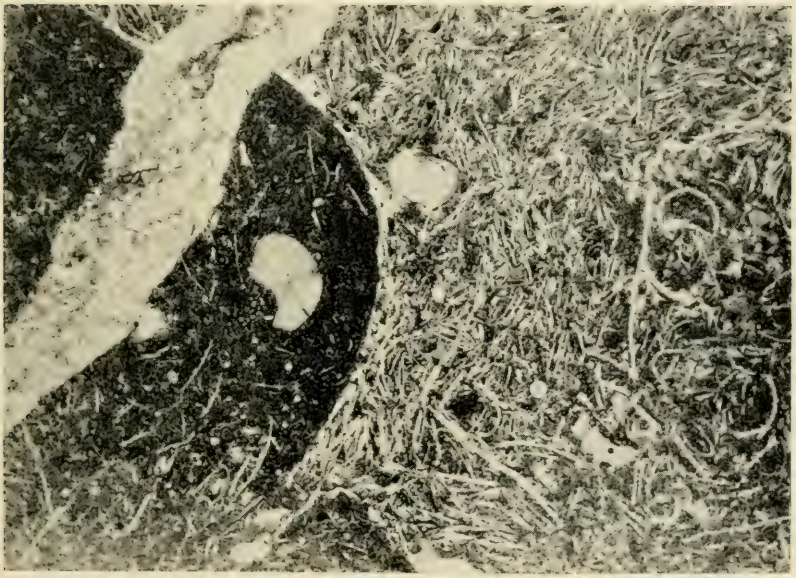


Fig. 2

Mitt. Bay. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 4 | 93—106 | München, 31. Dez. 1964

Über eine Albfauna aus dem Tennbodenbach bei Niedernfels zwischen Kampenwand und Achetal (Chiemgauer Alpen)

Von Gerhard Kruse, München[1])

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung

Es wird eine Gliederung des Alb, vornehmlich des Oberalb im Tennbodenbach (nördliche Kalkalpen, südlich des Chiemsees) gegeben. Die enthaltene Fauna, überwiegend Gastropoden und in einem Horizont Anthozoen, ist die erste größere Albfauna, die in den Ostalpen gefunden wurde. Das Schichtpaket konnte mittels einiger Ammoniten stratigraphisch unterteilt und korreliert werden.

Summary

An extraordinary numerous fauna was extracted from Upper Albian beds in the Tennboden ravine (Northern Limestone Alps, Chiemsee area). The fauna listed is the richest ever found in the Eastern Alps so far. Molluscs make up the major part of it whereas at one horizon anthozoans were found to be frequent. Stratigraphic correlation and subdivision were accomplished by cephalopods.

Die vorliegende Arbeit stellt einen Auszug aus meiner Diplomarbeit dar, die in den Jahren 1960 und 1961 auf Anregung von Herrn Prof. Dr. R. Dehm zwischen Kampenwand und Achetal angefertigt wurde. Für seine stete Unterstützung bei der Erstellung der Arbeit möchte ich ihm an dieser Stelle meinen Dank aussprechen.

In älterer Literatur wurde mehrfach auf ein Vorkommen von Gault im Kampenwandgebiet hingewiesen. Ein sicherer stratigraphischer Nachweis war auf problematische Einzelfunde beschränkt oder aus Mangel an Fossilien nicht möglich. Neuere Untersuchungen liegen von Zeil 1955 (S. 158) und Fahlbusch 1960 (S. 22—45) vor. Zeil konnte im Lochgraben mikropaläontologisch Ober-Alb nachweisen, Fahlbusch beschreibt in zahlreichen Aufschlüssen des Kampenwandvorlandes Alb und ggf. Ober-Apt mit einer relativ reichen Makrofauna. Er konnte mit Hilfe von Foraminiferen eine Gliederung des Alb durchführen.

[1]) Dipl.-Geol. G. Kruse, Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität, 8 München 2, Luisenstr. 37.

Im Ostteil des Kampenwandvorlandes, im Tennbodenbach, konnte ich aus mehreren Aufschlüssen eine außerordentlich reiche Mollusken- und Anthozoenfauna horizontiert aufsammeln. Zur Korrellierung der Makrofauna wurden im durchschnittlichen Abstand von 2 m Schlämmproben genommen und auf Foraminiferen untersucht.

Die Albaufschlüsse liegen in der Tennbodendepression auf dem Nordflügel einer Mulde. Weniger bedeutend sind die Aufschlüsse in ihrer streichenden Fortsetzung, im oberen Rottauer Tal, wo sie auf dem Südflügel der gleichen Mulde liegen.

Zum Auffinden der Aufschlüsse wird eine Übersicht (Abb. 1) und eine nach Luftbildern gezeichnete Lageskizze (Abb. 2) gegeben, die die Aufschlüsse in den sich ständig verändernden Gräben zur Zeit der Aufnahme zeigt. Die Aufschlüsse A—F liegen im Alb. Im Aufschluß G, im Muldenkern, steht Cenomansandstein an. Die Aufschlüsse im Rottauer Tal liegen in einem Graben, der sich von der Hinter-Alm zur Piesenhauser-Hochalpe hinaufzieht. Ihre Position auf dem Gradabteilungsblatt Marquartstein (8240) ist:

Aufschluß H im Graben in 1145 m Höhe über NN
R 29890 H 91090

Aufschluß J an der linken Grabenböschung in 1070 m
R 29700 H 91220

Es wird zunächst eine Schichtbeschreibung nach rein petrographischen Gesichtspunkten gegeben.

Der stratigraphisch tiefste Aufschluß ist der oben aus dem Rottauer-Tal beschriebene Aufschluß H. Über schwach in sich verfaltetem Kalk- und Kalkmergel im Wechsel, der petrographisch als Aptychenschichten angesprochen werden kann, liegt konkordant schwarzer, schwach geschieferter Ton, dessen feine Klüfte durch Kalkspat verheilt sind. Die Rückstände der Schlämmproben bestanden fast ausschließlich aus feinen Calcitsplitterchen; eine ähnliche Erscheinung beschreibt Fahlbusch aus seinem tiefsten Aufschluß im Lochgraben. Im Tennboden, wo die Grenze zu den Aptychenschichten selbst nicht aufgeschlossen ist, liegt schwarzer Ton und Tonmergel in nahezu gleichem Streichen und Fallen über den Kalkmergeln des Neokom. Der nicht aufgeschlossene Teil der Serie ist im Tennboden schwer zu schätzen, übersteigt jedoch sicher nicht 20 m.

Die stratigraphisch tiefsten Schichten im Tennboden erfaßt der Aufschluß E. Hier wechseln im unteren Teil schwach feinsandige, graue bis grauschwarze Mergel mit zähem Ton, der nach oben zu allmählich in reinen, gutgeschichteten, schwach verfestigten, muschelig brechenden Ton übergeht. Die Kluftflächen sind schwach braun verfärbt und zeigen keine Verheilungen durch Kalkspat.

Im Aufschluß E', der den gleichen stratigraphischen Bereich erfaßt, zeigen einige Partien eine ungebankte, massige Fazies. Der Aufschluß E' erreicht im Gegensatz zu dem Aufschluß E den Übergang zu der darüberliegenden Fazies, in der Tonmergel mit harten Kalksteinbänken wechseln. Die Fazies, die wir außer

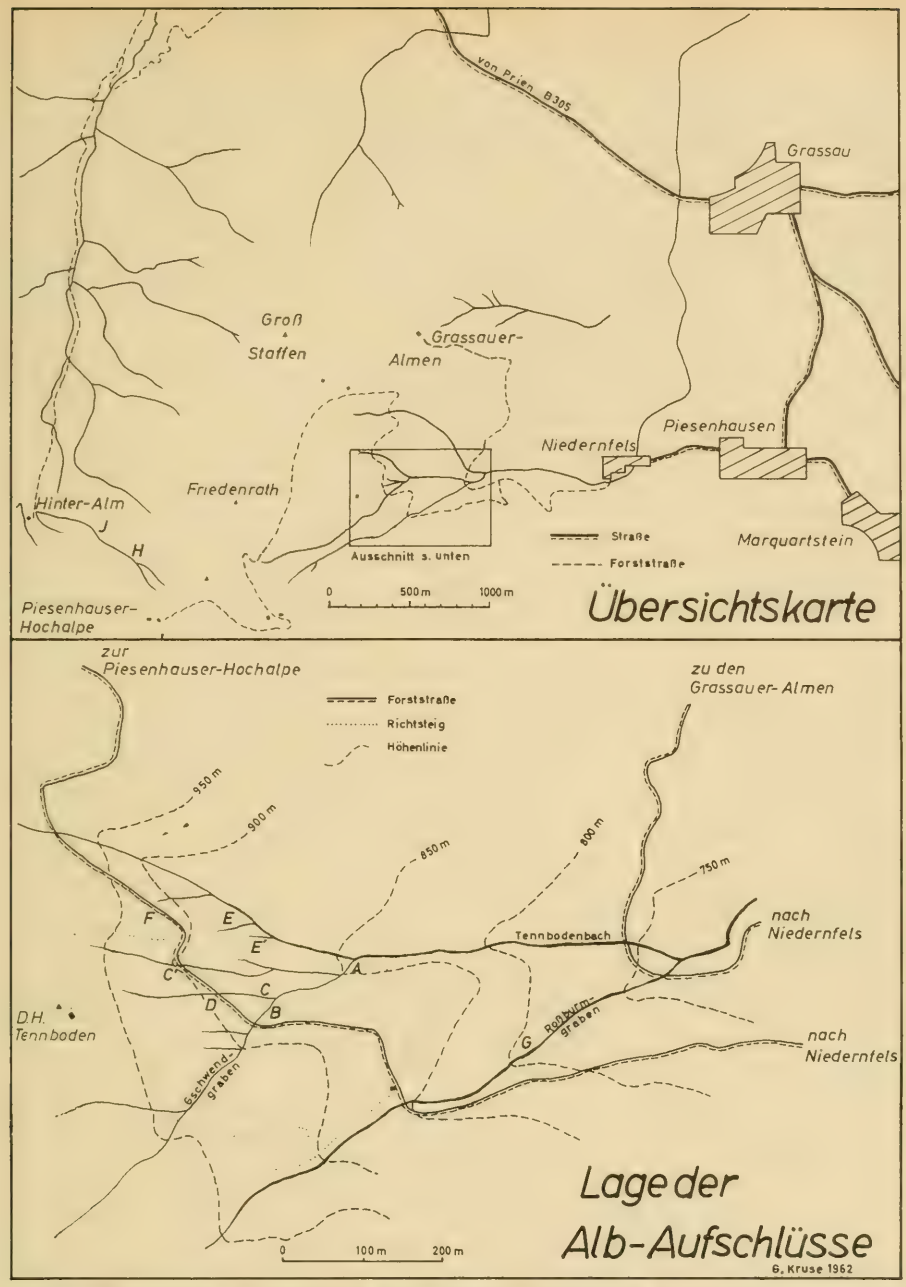


Abb. 1: Übersichtskarte. Darstellung einer günstigen Zufahrt aus dem Achetal zu den Aufschlüssen im Tennboden.

Abb. 2: Lagekarte der Aufschlüsse im Tennboden. Sie stellt in einem Ausschnitt der Abb. 1 die spezielle Lage der Aufschlüsse in den einzelnen Gräben dar.

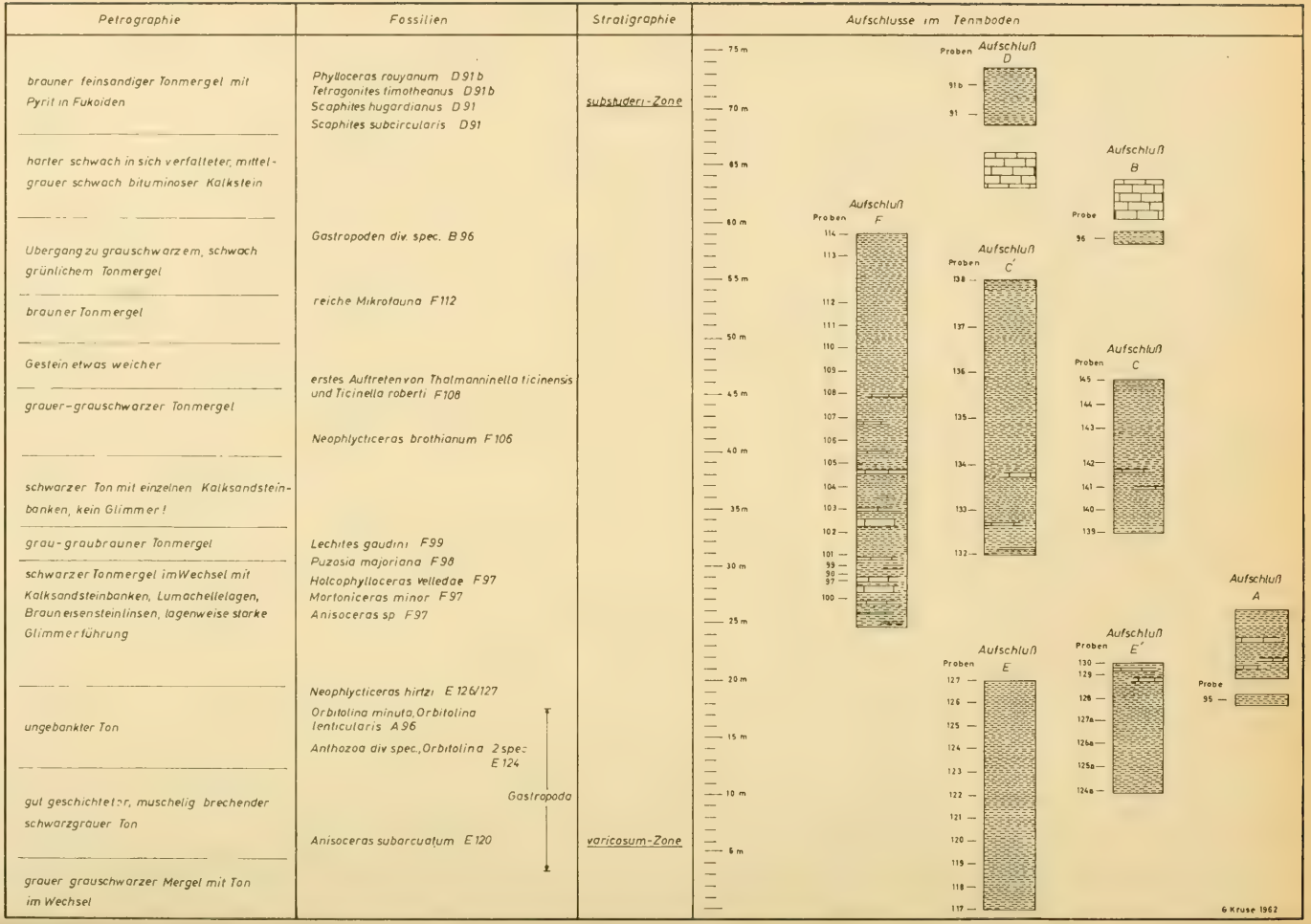


Abb. 3: Profile der Aufschlüsse im Tennboden und ihre stratigraphische Lage zueinander, mit besonderer Darstellung der für die stratigraphische Einstufung wichtigen, horizontiert aufgesammelten Fossilien.

im Aufschluß E' in den Aufschlüssen A und F in ihrer ganzen Mächtigkeit antreffen, ist außer durch die Kalksandsteinbänke durch eine schwache Schieferung des Tones, sowie durch eine lagenweise stark ansteigende Glimmerführung gekennzeichnet. In den höheren Partien sind graue bis graubraune Farbtöne zu beobachten. Bei den Punkten 97 und 98 im Profil (s. Profiltafel Abb. 3) fand ich zwei dünne Lumachellelagen sowie in dünnen Linsen Brauneisenstein.

Zum Hangenden wird das Gestein, etwa bei Punkt Nr. 102, wieder schwarz; gleichzeitig ist kein Glimmer mehr zu beobachten. Bei Nr. 108 nimmt das Gestein wieder eine etwas hellere Farbe an. Graue und grauschwarze Farbtöne finden wir bei den etwas weicheren Gesteinen, die zum Hangenden auch in den Aufschlüssen C und C' zu beobachten sind. Etwa bei Nr. 112 wird das Gestein wieder schwach braun, und die Verwitterungsbeständigkeit wird wieder größer.

In den höchsten, im Aufschluß F aufgeschlossenen Schichten ist wieder ein allmählicher Übergang zu grauschwarzen Farbtönen zu erkennen; schwach grünliche Komponenten finden wir im Aufschluß C' bei Nr. 138. Hierher ist auch der Aufschluß J im Rottauer Tal zu stellen, aus dem außer einigen Muscheln keine stratigraphisch verwertbare Fauna gewonnen werden konnte. Bezeichnend für die oben beschriebene Fazies mit Kalksandsteinbänken und den darüber liegenden Schichten ist der hohe Gehalt an Schalenresten dünnschaliger Mollusken. Diese Schalenreste, die besonders häufig auf der Schichtunterseite der Kalksandsteinbänke angereichert sind, auf denen auch Lebensspuren beobachtet werden konnten, sind Zeugen einer reichen Fauna, die durch den Fazieswechsel zerstört wurde.

Eine Aufschlußlücke, die auf ca. 5 m geschätzt werden kann, unterbricht das Profil. In diese Aufschlußlücke ist der Aufschluß B zu stellen, der im Gschwendgraben dicht unter der Kalkbank, die das Hangende bildet, liegt. Wir finden hier etwa eine gleiche Gesteinsausbildung, wie ich sie oben in den oberen Partien der Aufschlüsse F und C' beschrieben habe. Eine durchschnittlich 3 m mächtige Bank aus hartem, schwach in sich verfaltetem, mittelgrauem, schwach bituminösem Kalkstein, der im Schliff eine mikrokristalline Struktur mit einzelnen feinen Pyritkonkretionen zeigt, ist im Tennboden an drei Stellen aufgeschlossen. Sie ragt dabei teilweise als Härtling aus dem Gehängeschutt heraus. Über dieser Kalkbank liegt im Aufschluß D konkordant brauner, feinsandiger Tonmergel, häufig mit Pyrit in großen Fukoiden. Der Aufschluß D ist der stratigraphisch höchste Aufschluß im Tennboden. Die darüber liegende Lokalmoräne enthält mächtige Blöcke eines Cenomankonglomerates mit faustgroßen Komponenten. Damit darf eine dichte Überlagerung durch Cenoman an dieser Stelle als wahrscheinlich angenommen werden.

Bevor ich eine paläontologische Schichtbeschreibung beginne, soll auf die Problematik hingewiesen werden, die bei einem stratigraphischen Vergleich von Faunen über große Entfernungen hinweg gegeben ist. Zwar ist durch die Monographie der Gaultammoniten von Spath und durch die Beschreibung der Faunen von St. Croix durch Pictet & Campiche, sowie durch die Arbeiten von Baumberger (1906), der die Fauna der Unteren Kreide aus dem West-Schweizer-Jura

beschreibt, eine gute Bestimmungsmöglichkeit gegeben, aber selbst, wenn eine gewisse paläontologische Identität der Schichten nachgewiesen werden kann, können nur bedingt Aussagen über das gleichzeitige Entstehen der Schichten gemacht werden.

Die örtlich nächstgelegene, bedeutende Makrofauna des Alb haben A. Heim & O. Seitz (1934) bearbeitet: „Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal bis Vorarlberg und das Problem der Kondensation".

Eine gute Vergleichsmöglichkeit der Fauna aus dem Tennbodenbach, vor allem der Gastropoden, ist durch die von Pictet & Campiche aus der Umgebung von St. Croix beschriebenen Fauna gegeben.

Im stratigraphisch tiefsten Aufschluß H, in dem ich keine Makrofauna finden konnte, habe ich eine individuenreiche, relativ artenarme Foraminiferenfauna aus den Schlämmrückständen auslesen können. Es konnte bestimmt werden;

Spiroplectinata sp.
Gaudryina dividens Grabert
Dorothia gradata (Berthelin)
Lenticulina bononiensis Berthelin
Lenticulina complanata Reuss
Lenticulina lituola Chapmann
Lenticulina planiuscula Reuss
Lagena hispida, Reuss globose Form
Lagena apiculata Reuss
Lagena elongata Reuss
Lagena aspera Reuss
Cristellaria italica Defrance
Pleurostomella obtusa (Reuss)
Discorbis sp.
Gyroidina obtusa (Reuss)
Anomalia benthonensis Morrow
Ostracoden div. spec.

Die Fauna, die eine große Ähnlichkeit zu der von Fahlbusch aus dem Lochgraben — aus den stratigraphisch tiefsten Schichten — angegebenen Fauna zeigt, erlaubt eine Einstufung in das Unter-Alb, evt. in das Ober-Apt.

Im Tennboden finden wir bereits in den tiefsten Schichten des Aufschlusses E eine reiche Gastropodenfauna, die unten zusammengefaßt aufgeführt werden soll. Es soll in diesem Zusammenhang nicht für jeden Aufschluß eine getrennte Liste der gefundenen Gastropoden gegeben werden, da eine Gliederung mittels bestimmter Arten und Gattungen oder deren überwiegendes Vorkommen nicht festgestellt werden konnten.

Der Aufschluß E ist nach dem Fund von

Anisoceras subarcuatum Spath,

der im Alb von England in der varicosum-Zone leitend ist, in das untere Ober-Alb

einzustufen. Die aus den Schlämmproben gewonnene Foraminiferen-Fauna ist sehr arm und besteht vorwiegend aus Sandschalern. Bei Nr. 122 konnte die in Norddeutschland im unteren Mittel-Alb vorkommende, sehr charakteristische

Spiroplectinata lata GRABERT

gefunden werden. Außerdem ließen sich folgende Formen bestimmen:

Tritaxia sp.
Tristix excavata (REUSS)
Nodosaria oligostegia REUSS
Vaginulina comitina BERTHELIN

Besonders bemerkenswert ist im Aufschluß E der Horizont bei Nr. 124, der im Aufschluß E' bei Nr. 127 wiedergefunden werden konnte. Eine reiche Korallenfauna, von der eine größere Anzahl Korallen aus Mangel an geeigneter Bestimmungsliteratur unbestimmt bleiben mußte, konnte aus diesem Horizont geborgen werden:

Astrocoenia decaphylla (MICHELIN)
Stylosmilia brevis D'ORBIGNY
Astraraea sp.
Actinacis sp.
Dimorphastrea cf. *sulcosa* REUSS
Elasmophyllia cf. *gracilis* HACKEMESSER
Leptoria sp.
Monastrea renzi (HACKEMESSER)
Dichocoenia cf. *telleri graeca* (HACKEMESSER)
Bathycyathus sowerbyi EDWARDS & HAIME
Trochocyathus conulus (MICHELIN)
Rhipidogyra poseidonis FELIX

Als Begleitfauna treten neben Gastropoden und Lamellibranchiaten, die in diesem Horizont besonders häufig vorkommen, Orbitolinen in größerer Anzahl auf.

Nach den Schliffen im Axialschnitt ließen sich

Orbitolina minuta DOUGLASS
Orbitolina lenticularis (BLUMENBACH)

bestimmen. *Orbitolina lenticularis*, die im „Gault" leitend ist, ist dabei, soweit darüber nach der geringen Anzahl der Schliffe Aussagen möglich sind, die überwiegende Form. *Orbitolina minuta* kommt im Glenn-Rose-Limestone von Nord-Amerika vor und hat dort eine vertikale Verbreitung bis in das Ober-Alb.

Das verhältnismäßig zahlreiche Auftreten von Orbitulinen sowie von zahlreichen Bruchstücken von Korallen und die Lage zu der hangenden Fazies veranlaßten mich, den tieferen Teil des Aufschlusses A in diesen Horizont zu stellen.

Im oberen Teil des Aufschlusses E fand ich einen, im Gegensatz zu den anderen, besonders gut erhaltenen Cephalopoden, der sich als

Neophlycticeras hirtzi COLLIGNON

bestimmen ließ. COLLIGNON beschreibt *N. hirtzi* aus dem Ober-Alb von Madagaskar. Die Neophlycticeraten, die ihre Hauptverbreitung im obersten Mittel-Alb und dem unteren Ober-Alb haben, kommen mit einer Art — *N. sexangulatum* — auch im höheren Ober-Alb vor. *N. hirtzi* zeigt mit seinen kräftigen Rippen, die auf der Externseite in buckelartigen Knoten enden, eine deutliche Verwandtschaft zu *N. sexangulatum*.

In der zum Hangenden folgenden Fazies mit Kalksandsteinbänken ist bei Nr. 97, 98 und 99 in den Tonmergellagen wieder eine größere Anzahl Orbitolinen zu erwähnen, die teilweise in den Lumachellelagen auf den Schichtunterseiten der Kalksandsteinbänke angereichert sind. Einzelne Exemplare zeigen deutliche Umlagerungserscheinungen. Bei Nr. 97 wurden folgende Ammoniten gefunden:

Phylloceras velledae (MICHELIN)
Mortoniceras minus robustum SPATH
Anisoceras sp.

bei Nr. 97

Puzosia mayoriana (d'ORBIGNY)

bei Nr. 99

Lechites gaudini (PICTET & CAMPICHE)

Es handelt sich dabei um Formen, die eine Einstufung in das Ober-Alb verlangen. Problematisch ist jedoch das Vokrommen von *Mortoniceras minus robustum*, den SPATH aus dem obersten Ober-Alb, aus der substuderi-Zone beschreibt, während bei Nr. 106, die stratigraphisch höher liegt,

Neophlycticeras brottianum gibbosum SPATH

eine Einstufung in die orbignyi-Zone oder tiefer zulassen würde. Die Mikrofauna dieser Schichten besteht fast ausschließlich aus kleinwüchsigen, schlecht erhaltenen Sandschalern. Außerdem kommen *Epistomina* und *Lenticulina* div. spec. vor. Aus Nr. 98 konnte

Epistomina reticulata (REUSS)

bestimmt werden.

Auch über der Fazies mit den Kalksandsteinbänken ist die Mikrofauna arm; sie besteht aus kleinwüchsigen schlecht erhaltenen Sandschalern. In einer Schlämmprobe wurden 2 Exemplare von

Orbitolina senni VAUGHAN

gefunden. Nach dem Farbumschlag von schwarz nach grau bis grauschwarz, der auch in den Aufschlüssen C und C' beobachtet werden konnte, treten in den Proben Nr. 108, 135 und höher einzelne Exemplare von

Thalmanninella ticinensis (GANDOLFI) und
Ticinella roberti (GANDOLFI)

auf. Aus der Probe 112 konnte eine reichere Fauna gewonnen werden. Es wurden folgende Formen bestimmt:

Textularia aff. *concinna* (Reuss)
Robulus sp. (sehr zahlreich)
Gyroidina globosa (v. Hagenow)
Anomalia bentonensis Morrow
Planulina buxtorfi Gandolfi
Ticinella roberti (Gandolfi)
Thalmanninella ticinensis var. α (Gandolfi)

Die Fazies mit den Kalksandsteinbänken und die darüber folgenden Tonmergel enthalten eine nicht so reiche Schneckenfauna, wie sie in den tieferen Schichten beobachtet werden konnte; jedoch deuten zahlreiche Schalenreste, vor allem von Muscheln, auf ein intensives Leben hin. Häufig fand ich Wurmspuren als Wohnbauten, die sich nach Schliffen als Bauten von *Serpula* bestimmen ließen. Es können Gehäuse von den z. T. planispiral aufgewundenen Würmern der Gattungen

Spirorbis und *Rotularia*

in diesen sowie in den hangenden Schichten ausgewiesen werden. Aus dem Aufschluß konnte nur eine größere Gastropodenfauna gesammelt werden. Die Kalkbank, die nach einer Aufschlußlücke über den grauschwarzen Tonmergeln ansteht, ist nach meinen Beobachtungen fossilleer. Die teilweise nur im Schliffbild sichtbaren, feinen Pyritkonkretionen sind jedoch als Lebensspuren zu deuten.

Eine außerordentlich reiche Fauna konnte aus dem darüber liegenden Aufschluß D bei den Nrn. 91a und 91b gewonnen werden. Neben einer großen Zahl von Gastropoden und Lamellibranchiaten konnten folgende Ammoniten gefunden werden.

Phylloceras rouyanum (d'Orbigny)
Tetragonites timotheanus (Pictet)
Scaphites hugardianus d'Orbigny
Scaphites subcircularis Spath

Diese Ammoniten, die in pyritisierter Erhaltung vorliegen und z. T. Jugendformen sind, ließen sich durch die gut sichtbare Lobenlinie bestimmen. *Scaphites hugardianus* und *Tetragonites thimotheanus* erlauben eine Einstufung in die substuderi-Zone, also ins höhere Ober-Alb, während *Scaphites subcircularis* nach Spath nur bis zur auritus-Zone vorkommt.

Die Gastropoden- und Lamellibranchiatenfauna, deren Hauptfundstellen bei der Schichtbeschreibung bereits erwähnt worden sind, soll in einer Fossilliste zusammengefaßt werden. Es wurden folgende Exemplare bestimmt:

Prosobranchia

Pleurotomariacea	*Emarginula* sp.
Neritacea	*Nerita pygmea* Holzapfel
	Nerita michaillensis Pictet & Campiche

Trochacea	*Trochus engelhardti* Geinitz
	Trochus gillieroni Pictet & Campiche
	Trochus vulgatus Reuss
	Turbo dubisiensis Pictet & Campiche
Solariacea	*Philippia tollotiana* (Pictet & Roux)
Cerithiacea	*Cerithium aubersonense* Pictet & Campiche
	Cerithium verticillatum Zekeli
	Cerithium cf. *triptychium* Kaunhowen
Turritellacea	*Turritella* cf. *plana* Binkhorst
	Haustator madagascariensis Collignon
Scalacea	*Scala* cf. *philippi* (Reuss)
Naticacea	*Natica lyrata* Sowerby
	Tylostoma alldiense Coquand
Strombacea	*Aporrhais orbignyana* Pictet & Roux
	Aporrhais granulata (Sowerby)
	Aporrhais acuta (d'Orbigny)
	Aporrhais carinella (d'Orbigny)
	Aporrhais obtusa Pictet & Campiche
	Aporrhais beisseli Holzapfel
	Aporrhais costata (Sowerby)
	Aporrhais palliata Forbes
	Rimella indica Spengler
	Alaria tegulata Stoliczka
	Pterocera cf. *bicarinata* (Deshayes)
Buccinacea	*Neptunea buchi* (J. Müller)
Fasciolariacea	*Fasciolaria assimilis* Stoliczka
	Hemifusus coronatus (Roemer)
	Fusus villersensis (Pictet & Campiche)
Volutacea	*Cancellaria* cf. *kunraedensis* Kaunhowen

Opisthobranchia

Acteonacea	*Actaeonella lamarcki* (Sowerby)
	Cinulia alpina (Pictet & Roux)
	Cinulia hugardiana (d'Orbigny)
	Cinulia subincrassata (d'Orbigny)
	Cinulia incrassata (Sowerby)

Die Lamellibranchiatenfauna ist wohl genauso artenreich, wie die der Gastropoden, doch lassen sich die dünnschaligen Muscheln oft nur schwer oder als Bruchstücke aus dem Sediment bergen. Es konnten folgende Exemplare bestimmt werden:

Taxodonta

Ledidae	*Leda phaseolina* (Michelin)
	Leda cf. *scaphoides* Pictet & Campiche
Arcidae	*Arca sanctaecrucis* Pictet & Campiche
	Arca valdensis Pictet & Campiche

Anisomyaria

Inoceramidae	*Inoceramus sulcatus* Parkinson
Pectinidae	*Pecten orbicularis* Sowerby
	Pecten viteli Pictet & Campiche
	Pecten dutemplei d'Orbigny
	Pecten inversus Nilsson
Plicatulidae	*Plicatula radiola madagascariensis* Collignon
	Plicatula inflata Sowerby
Mytilidae	*Crenella orbicularis* (Sowerby)

Heterodonta

Lucinidae	*Lucina* cf. *pisum* Sowerby
	Diplodonta gurgitis (Pictet & Roux)
Cardiidae	*Cardium noeggerathi* J. Müller
	Cardium ibbetsoni Forbes
Veneridae	*Cyprimeria parva* (Sowerby)

Desmodonta

Corbulidae	*Corbula carinata* d'Orbigny

Auch bei den Lamellibranchiaten überwiegen Formen, die von Pictet & Campiche aus dem oberen „Gault" von St. Croix beschrieben worden sind.

Die Fauna ist allgemein mit Schale erhalten. Bei einer Muschel konnte eine Erhaltung der Farbe gefunden werden.

Aus der angegebenen Fauna lassen sich Aussagen über die Lebensbedingungen machen, die im Alb-Meer herrschten. Douglass (1960 a, S. 250), der die Ökologie der Orbitolinen näher untersucht hat, kommt zu dem Schluß, daß diese etwa unter den gleichen Bedingungen gelebt haben, unter denen auch heute Großforaminiferen leben:

Tropische und subtropische Meere mit Wassertemperaturen von 15—35° C. Die Lebensgemeinschaft mit Rudisten, mit denen Orbitolinen in Europa und in Nordamerika in einer Faunengemeinschaft vorkommen, verlangen klares Wasser bei geringer Tiefe. Als Wassertiefe gibt Douglass ca. 40 m an. Obwohl Orbitolinen kalkige Sedimente bevorzugen, z. B. die Riffvorzone, sind sie auch schon

in anderen Sedimenten gefunden worden. In den Mergellagen der Urgon-Kalk-Fazies treten sie in bestimmten Lagen so häufig auf, daß diese Schichten dort „Orbitolinen-Horizonte" heißen.

Gastropoden gelten ebenfalls als Bewohner der Küstenregion; die meisten Gattungen leben in sehr geringen Wassertiefen unter 70—100 m. Als spezifischer Küstenbewohner ist hier die Gattung *Emarginula* zu nennen, die in verschiedenen Horizonten gefunden werden konnte. Schließlich sind die Würmer ein Beweis für die geringe Wassertiefe, die zur Zeit der Ablagerung der Tone und Mergel des Alb im Tennboden geherrscht hat. In der Fazies mit den Kalksandsteinbänken haben die plötzlichen Sandschüttungen, die zur Bildung der Bänke geführt haben, die in Bodenvertiefungen lebende Fauna zerstört. Als Beweis dafür können die auf den Schichtunterseiten dieser Bänke liegenden Lumachellelagen angesehen werden. Möglicherweise haben sogar Flüsse den Sand zur Ablagerung und durch die Aussüßung die in diesem Bereich allgemein spärlich angetroffene Foraminiferenfauna zum Absterben gebracht.

Wegen der geringen Horizontbeständigkeit der Kalksandsteinbänke halte ich es für wahrscheinlich, daß Bodenvertiefungen bestanden haben, in denen der Sand abgelagert wurde.

Ein Vergleich mit der von Fahlbusch 1960 (S. 25) gegebenen Gliederung zeigt deutlich eine fazielle Übereinstimmung der wesentlichen Schichtglieder. Im Tennboden konnte allgemein eine größere Schichtmächtigkeit beobachtet werden, als sie von Fahlbusch aus dem Lochgraben beschrieben wird. Da im Tennboden das Alb nicht in seiner vollen Mächtigkeit aufgeschlossen ist, kann nur mit großer Wahrscheinlichkeit eine genaue Gesamtmächtigkeit angegeben werden, die sicher größer als 75 m, geringer jedoch als 85 m ist. Die Fazies unter den Kalksandsteinbänken, die von Fahlbusch mit ca. 10 m angegeben wird, ist im Tennboden größer als 20 m. Die Fazies mit den Kalksandsteinbänken, die im Lochgraben eine Mächtigkeit von 5,5 m hat, konnte von mir in einer ca. 10—12 m großen Mächtigkeit beobachtet werden. Der zum Hangenden folgende Schichtkomplex ist im Lochgraben mit ca. 15 m angegeben, läßt sich dagegen im Tennboden mit über 40 m Mächtigkeit beobachten. Mein stratigraphisch tiefster Aufschluß (H) ist petrographisch und faunistisch sicher mit dem tiefsten Aufschluß aus dem Lochgraben zu parallelisieren. Eine Einstufung in das Unter-Alb, bzw. Ober-Apt, ist als sicher zu bezeichnen. Die darüber folgenden Schichten, die petrographisch und aus ihrer Lage zu der Fazies mit den Kalksandsteinbänken mit meinen Aufschlüssen E und E' zu parallelisieren sind, werden von Fahlbusch in das Unter-Alb, bzw. Ober-Apt, gestellt. Diese Einstufung gründet er auf den Fund von einigen Exemplaren von *Neosilesites* sp. Im Tennboden konnte ich aus diesen Schichten *Anisoceras subarcuatum* und *Neophlycticeras hirtzi* nachweisen, die eine sichere Einstufung in das Ober-Alb zulassen.

In der Fazies mit Kalksandsteinbänken, die Fahlbusch auf Grund eines Fundes von *Inoceramus sulcatus* und aus der Tatsache, daß diese Fazies kontinuier-

lich aus dem Unter-Alb hervorgeht, in das Mittel-Alb stellt, konnten Ammoniten gefunden werden, die eine sichere Einstufung in das Ober-Alb zulassen.

In den hangenden Schichten konnte das erste Auftreten von *Thalmanninella ticinensis* und *Ticinella roberti*, das von FAHLBUSCH ca. 2 m über den höchsten Kalksandsteinbänken beschrieben wird, ca. 10 m über diesen beobachtet werden

Damit darf als erwiesen angesehen werden, daß im Kampenwandvorland das Ober-Alb den überwiegenden Teil des Schichtkomplexes ausmacht. Das Unter-Alb ist, nach den Aufschlußverhältnissen zu urteilen, nur sehr geringmächtig. Ein Hiatus zwischen Unter- und Ober-Alb ist möglich, läßt sich jedoch paläontologisch aus dem vorliegenden Material nicht sicher nachweisen. Eine Diskordanz hat, wenn eine solche überhaupt vorhanden ist, einen sehr kleinen Diskordanzwinkel, der mit feldgeologischen Mitteln — ohne Aufschluß — niemals beobachtet werden kann.

Literatur-Verzeichnis

ASCHER, E.: Die Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden der Grodischter Schichten. — Beitr. Pal. Geol. Österr.-Ung. u. Orients, **19**, 135—172, Taf. 12—14, Wien 1906.

BAUMBERGER, E.: Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura. — Abh. Schweiz. pal. Ges., **30**, 1—60, Taf. 1—3; **32**, 1—80, Taf. 11—13; **33**, 1—29, Taf. 14—18, Basel 1903—1906.

BERTHELIN, G.: Mémoire sur les Foraminiferes fossiles de l'Etage Albien de Montcley (Doubs). — Mém. Soc. géol. France (3) **1**, No. 5, 1—84, Taf. 24—27, Paris 1880.

BLANCKENHORN, M.: Die fossilen Gastropoden und Scaphopoden der Kreide von Syrien und Palästina. — Palaeontographica, **69**, 111—186, Taf. 5—10, Stuttgart 1927.

BÖHM, J.: Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. — Palaeontographica, **38**, 1—106, Taf. 1—5, Stuttgart 1891/1892.

BROILI, F.: Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. — N. Jb. Miner. Beil.-Bd., **37**, 391—456, 1 Prof., 1 geol. Karte, Stuttgart 1914.

CHAPMAN, F.: The Foraminifera of the Gault of Folkestone. — J. roy. microsc. Soc.London, **1—10**, London 1891—1898.

CLARK, D. L.: Anisoceras and Ancyloceras from the Texas Cretaceous. — J. Paleont., **32**, 1076—1081, Taf. 139 u. 140, 1 Abb., Tulsa/Oklahoma 1958.

COLLIGNON, M.: Les Ammonites pyriteuses de l'Albien supérieur du Mont Raynaud à Madagascar. — Ann. géol. Serv. Mines Madagascar, **2**, 5—35, Taf. 1—4, Tananarive 1932.

— Recherches sur les Faunes Albiennes de Madagascar. 1. L'Albien d'Ambarimaninga, etc.; Ann. geol. Serv. Mines Madagascar, **16**, 1—128, Taf. 1—22, 1949, 3. L'Albien de Komihevitra, etc.; dsgl. **17**, 1—54, Taf. 1—9, 1950. 4. L'Albien de Mokaraha, etc.; dsgl. **17**, 55—85, Taf. 10—14, 1950. 5. L'Albien supérieur d'Andranofotsy, etc.; dsgl. **19**, 1—71, Taf. 1—7, 1951, Tananarive 1949—1951.

DAM, A. ten: Les Foraminiferes de l'Albien des Pays-Bas. — Mém. Soc. géol. France, N.S. **29**, Mém. Nr. 63, 1—66, Taf. 8—11, Paris 1950.

DIETRICH, W. O.: Steinkorallen des Malm und der Unterkreide im südlichen Deutsch-Ostafrika. — Palaeontographica Suppl. **7**, 2. Reihe, Teil 1, Liefg. 2, 40—102, Taf. 4—14, Stuttgart 1926.

DOUGLASS, R. C.: Revision of the Family Orbitolinidae. — micropaleontology, **6**, nr. 3, 249—270, Taf. 1—6, 3 Abb., 1 Tab., New York 1960 (1960 a).

— The Foraminiferal Genus Orbitolina in North America. — Geol. Surv. Prof. Pap., **333**, 1—50, 14 Taf., Washington 1960. (1960 b).

Douvillé, H.: Sur la distribution géographique des Rudistes, des Orbitolines et des Orbitoides. — Bull. Soc. géol. France, (3) **28**, 224—235, Paris 1900.

— Sur la structure des Orbitolines. — Bull. Soc. géol. France (4), **4**, 653—660, Taf. 17, Paris 1904.

Duncan, P. M.: A Monograph of the Britisch Fossil Corals. — Monogr. palaeontogr. Soc., **22**, 1868; **23**, 1869. London 1869—1870.

Fahlbusch, V.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der kalkalpinen Randzone des Kampenwand-Vorlandes. — Unveröffentl. Diplom-Arbeit, Inst. Pal. hist. Geol., 1—59, München 1960.

Felix, J.: Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. — Palaeontographica, **49**, 163—256, Taf. 17—23, Stuttgart 1903.

Gandolfi, R.: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei Dintorni di Balerna (Canton Ticino). — Riv. Ital. Paleont. Stratigr., Mem. **4**,1—160, 14 Taf., 1 Tab., Mailand 1942.

Grabert, B.: Phylogenetische Untersuchungen an *Gaudryina* und *Spiroplectinata* (Foram.), besonders aus den nordwestdeutschem Apt und Alb. — Abh. Senck. naturf. Ges., **498**, 1—71, 27 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Frankfurt 1959.

Hackemesser, M.: Eine cretacische Korallenfauna aus Mittelgriechenland. — Palaeontographica, **84** Abt. A., 1—97, Taf. 1—8, Stuttgart 1936.

Hagn, H.: Zur Altersfrage der bunten „Neokommergel" im Hirschbachtobel bei Hindelang (Allgäu). — Erdöl u. Kohle, **5**, 768—770, 2 Abb., Hamburg 1952.

Hecht, F. E.: Standardgliederung der nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen. — Abh. Senck. naturf. Ges., **443**, 1—41, 1 Abb., 4 Tab., Frankfurt 1938.

Heim, A. & Seitz, O.: Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. — Denkschr. Schweiz. naturf. Ges., **69**, 185—310, Zürich 1934.

Huckriede, R.: Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt — Unteres Cenoman). — Verh. geol. Bundesanst., **1958**, 71—86, 1 Abb., Wien 1958.

Kockel, W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. geol. Ges. Wien, **15**, 63—168, Wien 1922.

Pictet, F. J. & Campiche, G.: Materiaux pour la Paléontologie Suisse. Description des fossiles du terrain crétacé de Sainte-Croix. — 1e Partie: 1—380, 1 geol. Kt., Taf. A + 1—43; 2e Partie: 1—752, Taf. 44—98; 3e Partie: 1—352, Taf. 140—194. Genève (H. Georg) 1858—1860; 1861—1864; 1864—1867; 1868—1871.

Spath, L. F.: On the Zones of the Cenomanian and Uppermost Albian. — Proc. Geol. Assoc., **37**, 420—432, London 1926.

— A Monograph of the Ammonoidea of the Gault. — Monogr. palaeontogr. Soc. London **75—80**, **82—86**, **90**, **92**, **95—97**, 1—787, 72 Taf., 248 Abb., 3 Tab., London 1923—1943.

Vacek, M.: Über Voralrberger Kreide, eine Localstudie. — Jb. geol. R.-Anst., **29**, 659—758, Taf. 18—19a, Wien 1879.

Wollemann, A.: Die Bivalven und Gastropoden des deutschen und holländischen Neokoms. — Abh. Preuß. geol. L.-Anst. N.F., **31**, 1—180, Taf. 1—8, Berlin 1900.

— Die Bivalven und Gastropoden des norddeutschen Gault (Apt und Alb). — Jb. Preuß. geol. L.-Anst., **27**, 259—300, 5 Taf., Berlin 1906.

Zeil, W.: Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — N. Jb. Geol. Pal. Abh., **101**, 141—226, Stuttgart 1955.

— Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Pal. Abh., **103**, 375—412, Taf. 17—19, 8 Abb., Stuttgart 1956.

Zekeli, F.: Die Gastropoden der Gosaugebilde. — Abh. geol. R.-Anst., **1**, 1—124, Taf. 1—24, Wien 1852.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 4 107—125 München, 31. Dez. 1964

Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen)

Von Volker Fahlbusch, München[1])

mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Aus der kalkalpinen Randzone des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen) wird eine Reihe von Aufschlüssen in der höheren Unterkreide beschrieben. Aus dem Lochgraben bei Aschau wird eine relativ reiche Molluskenfauna des Ober-Albs bekannt gemacht. Mit Hilfe von über 70 Schlämmproben konnte nachgewiesen werden, daß Neokom, Unter-Alb, Ober-Alb und Cenoman konkordant übereinander liegen und wahrscheinlich auch Mittel-Alb vorhanden ist. Die präcenomane Gebirgsbildung machte sich an dem nördlichsten Alpenrand nur ganz geringfügig bemerkbar.

Summary

A series of exposures in Lower Cretaceous rocks of the Kampenwand foreland (marginal belt of the Northern Limestone Alps, Chiemgau region) is described. From a ravine near Aschau (Lochgraben) an Upper Albian fauna, relatively rich in mollusca was recovered and is made known. Micropaleontological proof of conformable sequence from Neocomian via Lower und Upper Albian until Cenomanian times was secured by 70 samples. Presence of Aptian and Middle Albian sediments is probable. Pre-Cenomanian orogenesis was, therefore, scarely effective at the northermost Alpine margin.

Inhalt

Einleitung 108
1. Ältere Hinweise auf höhere Unterkreide im Kampenwandgebiet 108
2. Das Alb im Lochgraben bei Aschau 110
a. Aufschluß 1 110
b. Aufschluß 2 115
3. Das Cenoman im Lochgraben 116
4. Weitere Vorkommen von höherer Unterkreide (Aufschluß 3—12). 117
5. Ergebnisse 122
Schriftenverzeichnis 124

[1]) Dipl.-Geol. Dr. V. Fahlbusch, Institut für Paläontologie und histor. Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10.

Der nördliche Teil des von Broili (1914) bearbeiteten Kampenwandgebietes in den Chiemgauer Alpen wurde in den Sommermonaten der Jahre 1959 und 1960 im Rahmen einer Diplomarbeit unter der Anleitung von Herrn Prof. Dr. R. Dehm neu kartiert. Das Arbeitsgebiet (Gradabteilungsblatt 8240 Marquartstein) umfaßt die kalkalpine Randzone zwischen Prien- und Achental; im Norden wird es durch den Flysch bzw. den morphologischen Alpenrand und im Süden durch den aus Wettersteinkalk aufgebauten Nordflügel der Kampenwandmulde begrenzt. Es gliedert sich (Abb. 1) in zwei tektonische Einheiten, welche von Broili (1914, S. 445) als Reifenbergscholle (im Norden) und Erlbergkopfscholle (im Süden) bezeichnet wurden; im Westen sind beide Einheiten durch eine schmale Schuppenzone getrennt. Die Schichten streichen ziemlich konstant West—Ost und fallen mit 50—80° nach Süden ein.

Die Reifenbergscholle umfaßt eine Schichtfolge von den Raibler Rauhwacken bis in den unteren Lias. In der Erlbergkopfscholle bilden ebenfalls Raibler Rauhwacken die älteste Stufe, doch erstreckt sich hier das Profil bis in das Cenoman, wobei sämtliche Schichtglieder incl. des Cenomans von Nord nach Süd konkordant aufeinander folgen.

Die Ergebnisse Broili's konnten in den wesentlichen Punkten bestätigt werden. Ergänzungen und Änderungen ergaben sich nur für den Dogger, über den bereits berichtet wurde (Fahlbusch 1962), und die hier behandelte höhere Unterkreide.

Auch an dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. R. Dehm noch einmal für seine Anregungen und die stete Hilfe während der Durchführung der Arbeiten herzlich danken, ferner Herrn Prof. Dr. H. Hagn und Herrn Dr. K. W. Barthel, die mir jederzeit mit Hinweisen und Ratschlägen zur Seite standen.

Alle nachfolgend erwähnten Fossilien und Mikroproben befinden sich unter den angeführten Inventarnummern in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München.

1. Ältere Hinweise auf höhere Unterkreide im Kampenwandgebiet

Bei Böse (1894, S. 25) findet sich erstmals eine Notiz, daß im „Höllgraben an der Kampenwand bei Hohenaschau" Cenoman „concordant auf dem Gault" liege. Daß es einen „Höllgraben" bei Aschau nicht gibt, wurde durch Broili (1914, S. 426) bereits festgestellt. Es könnte sich hierbei jedoch — wie Zeil (1955, S. 158) äußerte — um die später zu beschreibenden Aufschlüsse im Lochgraben handeln.

Nach Reis (1896, S. 21) hat „Dr. J. Böhm in einem Längsgraben im Norden der Kampenwand Mergelfacies des Galt mit *Desmoceras Mayorianum* d'Orb. in Zusammenhang mit Orbitolinen führendem Cenoman . . . aufgefunden". Auch für diese Angabe ist anzunehmen, daß sie sich auf die Aufschlüsse von Alb und Cenoman im Lochgraben bezieht.

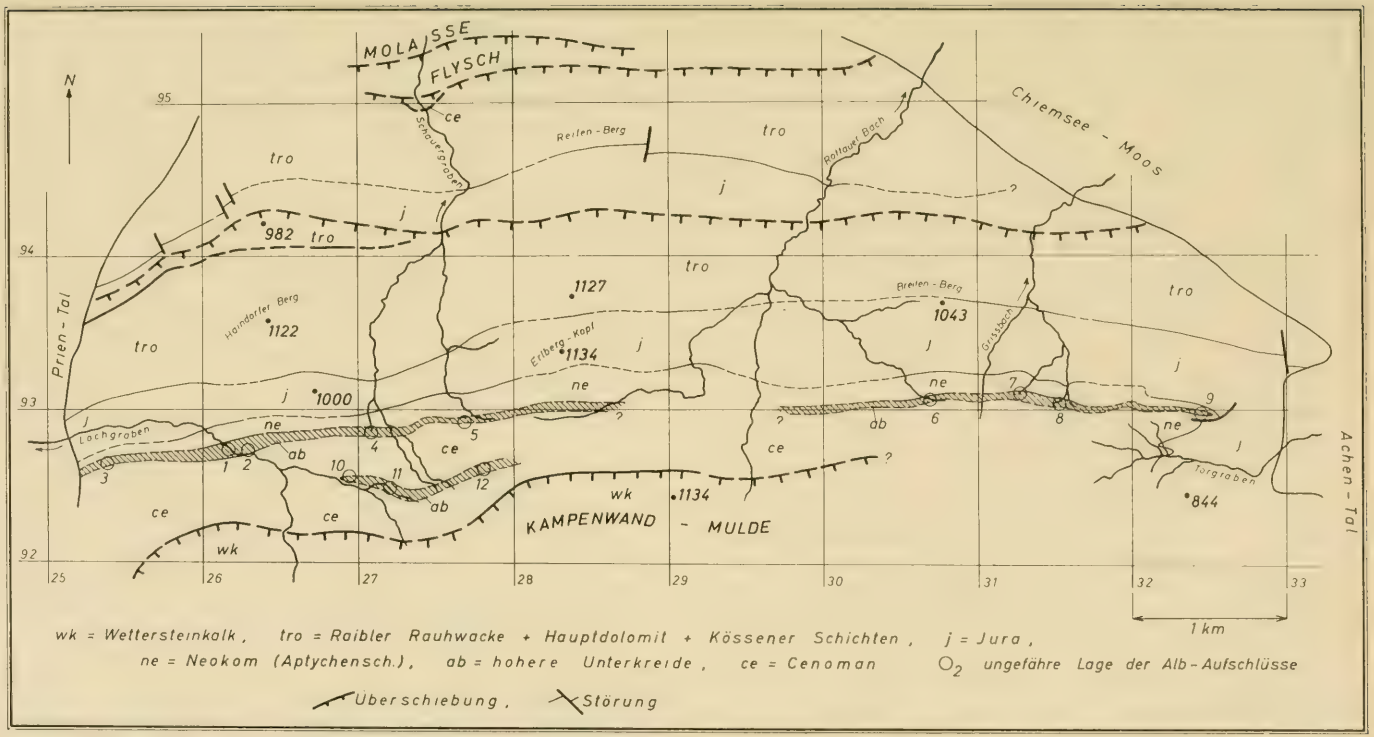


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte des Kampenwand-Vorlandes mit der Verbreitung der höheren Unterkreide.

Der Hinweis Lebling's (1912, S. 487) auf das Vorkommen von „Cephalopodenmergel" bei Aschau dürfte wohl Reis (s. oben) entnommen sein.

Broili (1914, S. 426) hat sich mit den vorstehenden Angaben bereits befaßt. Er selbst konnte im Kampenwandgebiet keine höhere Unterkreide nachweisen. In seinem Abschnitt über das Neokom (S. 424) schreibt er aber, daß die Kalke der Aptychenschichten nach oben in „graue bis schwärzliche, dünnschichtige, weiche Kalkmergel" übergehen, die nach heutiger Kenntnis der höheren Unterkreide zuzurechnen sind.

Herrn Prof. Dehm verdanke ich den Hinweis, daß vor dem Kriege bei Kartierungsübungen des Münchener Paläontologischen Instituts im Lochgraben Megafossilien gefunden wurden, welche das Vorkommen von fossilführendem Gault vermuten ließen. Die unbearbeitet gebliebene Fauna wurde im Kriege (1944) in München vernichtet.

Zeil (1955, S. 158) konnte im Lochgraben bei Aschau hohes Alb mikropaläontologisch nachweisen. Leider war es nicht mehr möglich, die genauen Entnahmestellen der drei von Zeil untersuchten Proben des Aufschlusses festzustellen.

Aus diesen Angaben erklärt es sich, daß bei der erneuten Kartierung des Kampenwandvorlandes dem Vorkommen und der Verbreitung der höheren Unterkreide besondere Aufmerksamkeit geschenkt wurde.

2. Das Alb im Lochgraben bei Aschau

a. *Aufschluß 1*

Von Aschau aus nach Osten führt am Café Bauer vorbei ein bequemer Ziehweg zur Maisalm, durch den der untere Teil des Lochgrabens gut erschlossen ist. Der Graben verläuft zunächst West—Ost und enthält mehrere Aufschlüsse in den Fleckenmergeln des oberen Lias und unteren Doggers, im Kieselkalk des mittleren Doggers (Fahlbusch 1962) und — nunmehr nach ESE gerichtet — in Aptychenschichten des Malms.

Bei 800 m NN (etwa eine halbe Wegstunde oberhalb Café Bauer) stehen am Weg in einer ca. 6 m hohen Wand Aptychenschichten des Neokoms an, deren Gesamtmächtigkeit im Bereich des Lochgrabens ca. 60 m beträgt. Ob es sich an dieser Stelle um Hauterive oder Barrême handelt, war nach den Ammoniten- und Aptychenfunden nicht zu entscheiden. Stücke von *Phyllopachyceras infundibulum* (d'Orbigny), das bereits im Hauterive auftritt, seine Hauptverbreitung aber im Barrême hat, lassen vermuten, daß auch das Barrême noch in der Fazies der Aptychenschichten vorliegt, zumal über den am Weg anstehenden Schichten weitere 12 Meter dieses Gesteins folgen. Leider konnten hierin keine Megafossilien gefunden werden; auch zahlreiche Schlämmproben aus den mergeligen Zwischenlagen waren entweder fossilleer oder lieferten nur arme Faunen mit Spumellarien, *Ammodiscus* sp., Lenticulinen und Aptychen- und Seeigelbruchstücken (z. B. Probe 2142).

Obwohl bereits in den obersten Metern der Aptychenschichten eine Zunahme des Tongehaltes festgestellt werden kann, läßt sich im Hangenden ein deutlicher und plötzlicher Fazieswechsel beobachten.

Die folgenden Sedimente (Aufschluß 1 in Abb. 1; 800 m NN; R 26 190, H 92 780) lassen sich nach Aufschlußverhältnissen, petrographischer Ausbildung und Fossilinhalt in fünf Abschnitte gliedern (vgl. dazu Abb. 2):

Abschnitt A: Durch einen kleinen Schurf wurden an der Südseite des Lochgrabens gegenüber dem Aptychenkalkfelsen die mit scharfer Grenze über den obersten hellen Kalken und Kalkmergeln des Neokoms folgenden weichen Pelite freigelegt. Es sind zunächst (50 cm) dunkelgrau-schwärzliche, feinblättrige, zerwürgte Mergeltone. Darüber liegen (1 m) weiche, hellgrau-bräunliche, mergelige Tone, die z. T. von etwas dunkleren, schlierigen Flecken durchzogen sind. Dann schließen sich wieder (40 cm aufgeschlossen) schwärzliche Mergeltone wie vorher an.

Die Schlämmproben aus diesen Schichten (Pr. 2143—2145) lieferten Rückstände, die fast ausschließlich aus dünnen, weißen Kalzitsplittern bestehen; sie

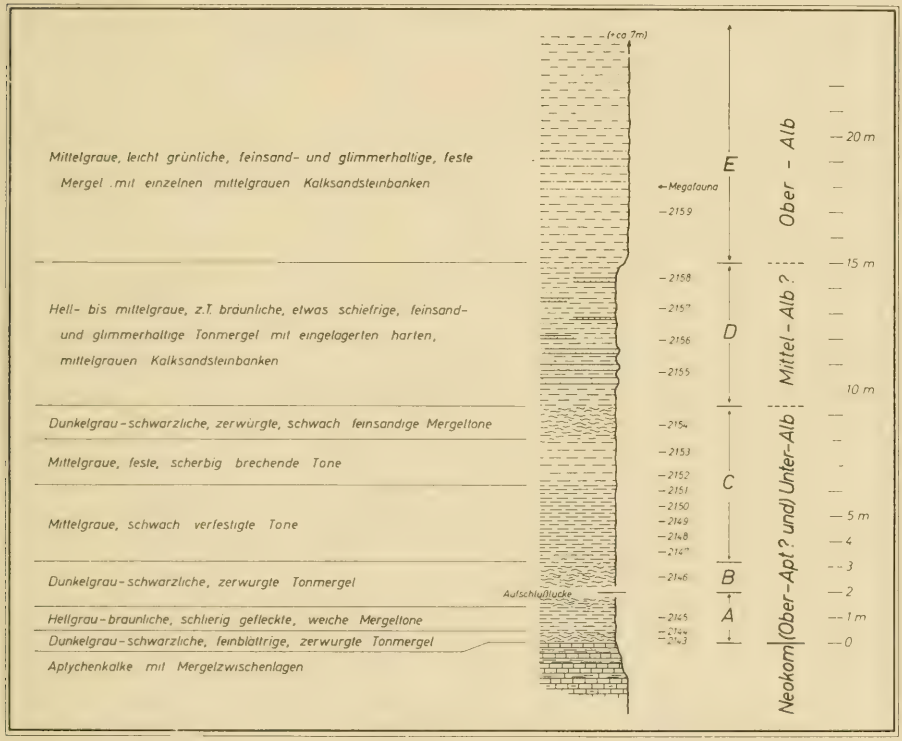


Abb. 2: Profil der höheren Unterkreide im Lochgraben bei Aschau (800 m NN). Die Zahlen geben die Nummern der Mikrofaunen an.

stammen wohl aus feinsten Kluftverheilungen, die makroskopisch jedoch nicht festzustellen sind. Aus den reichen Foraminiferenfaunen dieser Proben seien nur folgende Gattungen und Arten genannt:

Gaudryina sp.
Spiroplectinata sp. (ex. aff. *annectens*)
Pseudoclavulina gaultina (Morozowa)
Dorothia gradata (Berthelin)
Lagenidae div. sp.
Frondicularia loryi Berthelin
Pleurostomella obtusa Berthelin
Tristix excavata (Reuss)
Gyroidina div. sp. (sehr häufig)
Gavelinella div. sp.
Planulina schloenbachi (Reuss)
Globigerina infracretacea Glaessner (sehr häufig)
Hedbergella trocoidea (Gandolfi) (sehr selten).

Nach diesen Formen ist das Alter mit Ober-Apt oder Unter-Alb anzugeben. Ohne eine spezielle mikropaläontologische Bearbeitung der gesamten Fauna, insbesondere der Sandschaler, ist eine genauere Einstufung nicht möglich.

Abschnitt B ist durch eine im Streichen der Schichten liegende Aufschlußlücke von ca. 10 m vom Abschnitt A getrennt. Aus den Lagerungsverhältnissen ergibt sich, daß die hier anstehenden Mergel mit den oberen des Abschnitts A zu parallelisieren sind. Es handelt sich wieder um dunkelgrauschwärzliche, feinblättrige, weiche, zerwürgte Mergel mit einer allerdings sehr armen Fauna (Pr. 2146), die neben *Gaudryina*, *Gyroidina*, *Planulina* und *Lenticulina* keine bezeichnenden Arten enthält.

Abschnitt C: Die Schichten dieses Abschnitts gehen kontinuierlich aus den zuvor beschriebenen hervor. Es sind zunächst (Pr. 2147—2150) mittelgraue, nur schwach verfestigte, mergelige Tone mit geringem Kalkgehalt, der wohl überwiegend aus den im Schlämmrückstand angereicherten Kalzit-verheilten, feinen Spaltrissen stammt. Im Rückstand der Probe 2148 finden sich häufig Brauneisenbröckchen; auch die Foraminiferen dieser Probe sind braunrot gefärbt. Dem Hangenden zu (Pr. 2151—2153) werden die Tone etwas fester und zeigen muschelig-scherbigen Bruch. Probe 2154 wurde aus schwarzen, wieder stark zerquetschten, feinblättrigen Mergeln entnommen, die mit einem geringen Feinsandgehalt zu den Schichten des Abschnitts D überleiten. Auch wurden an dieser Stelle einige bis 3 mm dicke Kalzit-verheilte Klüfte beobachtet.

Im Bereich der Proben 2149/2150 wurden bis 1,5 cm große, teils stark verdrückte, teils körperlich in Pyrit erhaltene Ammoniten gefunden, welche als

Neosilesites sp. (1960 XIX 17)

zu bestimmen waren, der im Ober-Apt und Unter-Alb auftritt, sowie einige unbestimmbare Abdrücke von *Inoceramus* sp. (1960 XIX 18).

Die Mikrofaunen, die in Probe 2150—2153 besonders reich sind, zeigen im Gesamtbild eine ähnliche Zusammensetzung wie im Abschnitt A, lassen aber eine gewisse Verarmung des pelagischen Faunenanteils erkennen. In Probe 2147—2149 fehlen ferner *Gaudryina*, *Spiroplectinata*, *Pseudoclavulina* und *Hedbergella*. Kleine Globigerinen finden sich erst wieder ab Probe 2149 und meist nur in wenigen Exemplaren. Neu ist das Auftreten von

Globigerina washitensis Carsey,

die von Tappan (1940 und 1943) aus dem mittleren und oberen Alb und dem unteren Cenoman von Texas beschrieben wurde.

Die angeführten Ammoniten dieses Abschnitts sprechen für Unter-Alb.

In den Abschnitt C sind ferner die Schichten zu stellen, die etwa 30 m oberhalb der Aptychenkalkfelsen von dem Ziehweg zur Maisalm in einem kleinen Aufschluß angeschnitten werden (Pr. 2161).

Abschnitt D: Hier stehen hell- bis mittelgraue, meist etwas bräunliche, glimmerhaltige, schiefrige Tonmergel an, die sich von den vorher beschriebenen durch die hellere Färbung und durch einen gewissen Feinsandgehalt unterscheiden. Diesen eingeschaltet sind einzelne, im unteren Teil harte, 10—15 cm mächtige, im höheren Teil harte oder mürbe, 2—4 cm mächtige mittelgraue Kalksandsteinbänke. Sie bestehen überwiegend aus eckigen Quarzkomponenten; nur ganz vereinzelt treten Plagioklas, Orthoklas sowie etwas Chlorit und Glimmer auf; das Bindemittel ist kalkig. Nicht selten beobachtet man Anlagerungsrhythmen. In schichtparallelen Lagen und auf Schichtflächen findet sich oftmals Pflanzenhäcksel angereichert. Die Schichtunterseiten zeigen häufig Fließwülste (1960 XIX 19).

Aus dem Bereich der Proben 2156/2157 stammen einige Stücke von

Inoceramus sulcatus Parkinson,

der in den Kalksandsteinbänken als Steinkern, in den Mergeln in Schalenerhaltung und etwas verdrückt vorkommt. Die Exemplare zeigen deutlich alle Kennzeichen — Umriß, Wölbung und Ornamentierung — dieser vom mittleren Mittel-Alb bis zum unteren Ober-Alb vorkommenden Art.

Die aus den Mergeln gewonnenen Mikrofaunen sind meist arm und schlecht erhalten. Probe 2155 enthält neben *Ammodiscus gaultinus* häufig *Rhizammina* sp. In Probe 2157 und 2158 kommen außer wenigen untypischen Kalkschalern nur ganz vereinzelt kleine, schlecht erhaltene Globigerinen vor.

Auf Grund der *Inoceramus*-Funde wären die Schichten dieses Abschnitts in das Mittel-Alb oder — wie die des folgenden — in das untere Ober-Alb zu stellen. Da sie sich aus den liegenden, sicher unter-albischen Tonen ohne erkennbare Diskordanz oder Schichtlücke entwickeln und ebenso kontinuierlich in die hangenden Mergel des Ober-Albs (Abschnitt E) übergehen, erscheint es gerechtfertigt, sie trotz eines noch ausstehenden, sicheren paläontologischen Nachweises mit Vorbehalt in das Mittel-Alb zu stellen.

Abschnitt E: Die hier anstehenden Schichten entwickeln sich lückenlos aus denen des vorigen Abschnitts. In der petrographischen Ausbildung unterscheiden sie sich deutlich von allen zuvor beschriebenen: Es sind feste bis harte, glimmerhaltige Mergel, die mit muschelig-scherbigem Bruch zerfallen. Sie sind mittelgrau gefärbt mit grünlichem Stich, welcher jedoch nicht von Glaukonit herrührt; dieser war weder im Schliff noch im Rückstand der Schlämmproben zu beobachten. Die Grünfärbung wird durch einen gewissen Feindsandgehalt hervorgerufen, dessen Komponenten überwiegend aus Quarz bestehen, der z. T. grünlich gefärbt ist; untergeordnet finden sich ferner andere „bunte" Komponenten exotischer Herkunft.

Eingeschaltet in diese Mergel sind wieder einzelne Kalksandsteinbänke (2—15 cm mächtig) von ähnlicher Zusammensetzung, wie sie im Abschnitt D beschrieben wurden. Mit Hilfe der Sandsteinbänke läßt sich im Abschnitt E zeigen, daß lokale Störungen mit Versetzungsbeträgen bis zu 2 m auftreten. Andererseits wurde an einer 10 cm mächtigen Bank ein Ausdünnen auf 3 cm innerhalb von 2,5 m Horizontalerstreckung beobachtet. Die Sandsteinbänke sind daher nur bedingt als Leithorizonte zu verwenden.

Aus dem Abschnitt E war eine relativ reiche Molluskenfauna zu bergen. Die Fossilien finden sich in einzelnen Linsen, die überwiegend aus mehr oder minder zerbrochenen Schalen bestehen (1960 XIX 21), an welchen aber nicht selten noch der Perlmuttglanz zu sehen ist. Offensichtlich handelt es sich um lokale Zusammenschwemmungen, wobei die meisten Exemplare zerbrochen sind. Einige wenige Stücke blieben vollständig oder in bestimmbaren Bruchstücken erhalten. Diese Fossilschuttlinsen sind auf eine ca. 50 cm mächtige Lage beschränkt (vgl. Abb. 2: Megafauna) und auch in horizontaler Ausdehung auf etwa 1,5 m begrenzt. Über und unter dieser Schicht kommen nur ganz vereinzelt unbestimmbare, weiße Schalenbruchstücke vor.

Folgende, in ihrem Vorkommen auf das Ober-Alb beschränkte Leitformen konnten gefunden werden:

Lechites gaudini (Pictet & Campiche) (1960 XIX 25—26)
Hamites charpentieri Pictet (1960 XIX 22—23)
Mariella (Mariella) bergeri (Brogniart) (1960 XIX 28)
Puzosia cf. *mayoriana* (d'Orbigny) (1960 XIX 34)
Acila bivirgata (Sowerby) (1960 XIX 38).

An Begleitfauna konnte bestimmt werden:

Holcophylloceras velledae (Michelin) (1960 XIX 29)
Hamites sp. (1960 XIX 24)
Puzosia sp. (1960 XIX 35)
Beudanticeras sp. (1960 XIX 31)
Desmoceras sp. (1960 XIX 33)
Laevidentalium sp. (1960 XIX 48)
Pectinucula pectinata (Sowerby) (1960 XIX 41)

Nuculana sp. (1960 XIX 44)
Cucullaea sp. (1960 XIX 40)
Trigonia? sp. (1960 XIX 45)
Aucellina gryphaeoides (Sowerby) (1960 XIX 43)
Astarte sp. (1960 XIX 42)
Tellina sp. (1960 XIX 39)
Turbo sp. (1960 XIX 36)
Scalaria sp. (1960 XIX 37)
Crania cf. *parisiensis* Defrance (1960 XIX 46)
Echinoidea, Irregulares gen. et sp. indet. (1960 XIX 47).

Sowohl in den Fossilschuttlinsen wie in einer ca. 2 m über der Fossillage gelegenen Schicht wurden auch Pflanzenreste gefunden (1960 XIX 49), die aber nach freundlicher Einsichtnahme von Herrn Prof. Mägdefrau, dem ich an dieser Stelle herzlich danken möchte, keine nähere Bestimmung zulassen.

Mehrere Proben aus den beschriebenen Mergeln wurden auf ihren Mikrofossilinhalt untersucht. Die schwer aufzubereitenden Proben waren z. T. völlig fossilleer; die Proben 2159 und 2160 lieferten arme Faunen, in denen sich neben einigen unbedeutenden Formen einzelne Exemplare der stratigraphisch wichtigen

Thalmanninella ticinensis (Gandolfi)

fanden.

Mega- wie Mikrofossilien erlauben für den Abschnitt E, dessen Hangendes hier nicht aufgeschlossen ist, eine sichere Einstufung in das Ober-Alb.

Zusammenfassend läßt sich über den Aufschluß folgendes sagen: Die schwarzen, grauen und grünlichen Tone und Mergel der höheren Unterkreide liegen konkordant über den Aptychenschichten des Neokoms. Für die Lagerung der Mergel wurde aus 75 Einzelmessungen ein Durchschnittswert von N 94° E/50° S ermittelt, was gegenüber einem entsprechenden Mittelwert für die Aptychenschichten von N 94° E/47° S bei der tektonischen Beanspruchung und dem Fehlen eindeutiger Schichtflächen in den Mergeln keine wesentliche Abweichung darstellt. Ob der untere Teil der Mergel dem Apt angehört, oder ob diese Stufe noch in der Fazies der Aptychenschichten vorliegt, konnte vorerst nicht geklärt werden. Sicher nachgewiesen sind Unter-Alb und Ober-Alb. Die Einstufung der dazwischen liegenden, auch petrographisch unterscheidbaren Sedimente in das Mittel-Alb wird durch Fossilfunde gestützt, ein eindeutiger Beweis steht aber noch aus. Auf die Frage der praecenomanen Tektonik soll später (S. 123) eingegangen werden.

b. Aufschluß 2

Lochgraben, ca. 810 m, R 26 250, H 92 730: Etwa 80 m oberhalb von Aufschluß 1 sind an der Südseite des Grabens in einem ca. 25 m hohen Anriß weitere Sedimente der höheren Unterkreide aufgeschlossen. Der unterste Teil (etwa 5 m) besteht aus schwarzen, verquetschten Tonmergeln, darüber folgen in einer

Mächtigkeit von ca. 15 m die gleichen Gesteine, wie sie aus dem Abschnitt E des Aufschluß 1 beschrieben wurden. Anschließend beobachtet man 5 m weiche, sandfreie, mittelgraue, von dunklen Schlieren durchzogene Mergeltone. Das Hangende ist nicht aufgeschlossen.

Von Megafossilien fanden sich nur ganz vereinzelt unbestimmbare, weiße Schalenbruchstücke.

Drei Schlämmproben aus dem liegenden Aufschlußteil (Pr. 2162—2164) führen arme Mikrofaunen mit kleinen Globigerinen und

Ticinella roberti (Gandolfi)
Thalmanninella ticinensis (Gandolfi).

Die Proben 2165—2168 aus dem mittleren Aufschlußteil ergaben keine oder nur sehr kümmerliche Faunen ohne bezeichnende Arten; lediglich in den höheren Proben treten vereinzelt wieder

Thalmanninella ticinensis (Gandolfi)

und kleine Globigerinen auf.

Sehr reiche Faunen dagegen konnten aus den hangenden weichen Mergeltonen gewonnen werden (Pr. 2169—2170). Genannt seien

Pseudoclavulina gaultina (Morozowa)
Dorothia gradata (Berthelin)
Lagenidae div. sp.
Frondicularia loryi Berthelin
Pleurostomella obtusa Berthelin
Tristix excavata (Reuss)
Planulina schloenbachi (Reuss)
Gavelinella div. sp.
Globigerina infracretacea Glaessner
Globigerina washitensis Carsey.

Diese Faunengemeinschaft zeigt zwar große Ähnlichkeit mit der aus dem Unter-Alb des vorigen Aufschlusses beschriebenen, es fehlen hier aber die für das Unter-Alb leitenden Arten. Irgendwelche Anzeichen einer Störung zwischen den liegenden, sicher zum Ober-Alb gehörenden, festen Mergeln und den hangenden Mergeltonen waren nicht zu beobachten. Die gesamte Schichtfolge dieses Aufschlusses zeigt die gleiche Lagerung wie im Aufschluß 1. Sie gehört dem Ober-Alb an und ist mit Ausnahme der oberen weichen Pelite etwa mit Abschnitt E des Aufschlusses 1 zu parallelisieren.

3. Das Cenoman im Lochgraben

Im Anschluß an die Alb-Aufschlüsse des Lochgrabens ist noch kurz auf das Cenoman einzugehen. Es ist bei etwa 825 m NN, ca. 100 m oberhalb des zuvor beschriebenen Albs, aufgeschlossen. Die Sedimente zeigen das gleiche Streichen und Fallen wie die Albmergel. Die Schichtfolge beginnt im Graben mit den bekannten „Rosinenmergeln", mittel- bis dunkelgrauen, festen, feinsandigen Mer-

geln, in welche einzelne exotische Gerölle eingelagert sind. Über diesen in einer Mächtigkeit von ca. 6 m aufgeschlossenen Geröllmergeln folgen am südlichen Grabenrand 8 m feste, mittelgraue, feinsand- und glimmerhaltige Mergel, in denen keine größeren Gerölle beobachtet werden konnten. Dann schließt sich eine 5 m mächtige Konglomeratlage an, deren einzelne, meist nur schwach verfestigte Komponenten bis über 25 cm groß werden. Hangend folgen wieder Mergel, graubraun und mit stärkerem Sandgehalt.

Die bereits nach petrographischen Gesichtspunkten zulässige Einstufung dieses Aufschlusses in das Cenoman wird durch eine größere Anzahl von Schlämmproben (2205—2220) bestätigt, in denen sich neben verschiedenen anderen Arten in einzelnen Exemplaren immer wieder

Orbitolina sp.
Globigerina washitensis Carsey
Thalmanninella ticinensis (Gandolfi)

fanden. Die Untersuchungen an anderen Stellen des Arbeitsgebietes ergaben, daß es sich überall um unteres Cenoman handelt. Höheres Cenoman oder gar Turon konnte auch in den südlicher gelegenen Aufschlüssen nicht nachgewiesen werden.

4. Weitere Vorkommen von höherer Unterkreide

Neben den weitaus besten Aufschlüssen des Lochgrabens konnte die höhere Unterkreide noch an 10 weiteren Stellen nachgewiesen werden. Wie sich bei der Kartierung ergab, liegen 7 dieser meist nur kleinen Aufschlüsse in einem west-ost-verlaufenden Streifen im Hangenden der Neokom-Aptychenschichten und zeigen an, daß die höhere Unterkreide vom Priental bis nahe an das Achental heran vorhanden ist. Es handelt sich um folgende Lokalitäten (Nummerierung entsprechend den Ziffern in Abb. 1):

3. ENE Schlechtenberg, nördlich des Ramsgrabens, ca. 700/710 m (R 25 365, H 92 710) (Pr. 2171—2174)
4. Weg Maisalm—Hintergschwendt, Rinnsal direkt südl. des Weges, (R 27 050, H 92 880) (Pr. 2175)
5. Weg Hintergschwendt—Maureralm, ca. 980 m (R 27 720, H 92 950) (Pr. 2176)
6. Frauengraben, 970—980 m (R 30 720, H 93 070) (Pr. 2177—2184)
7. Graben SW Hefteralm, ca. 960 und 980 m (ca. R 31 270, H 93 070) (Pr. 2185—2186)
8. Graben S Hefteralm 915—945 m (Pr. 2187—2191)
9. Richtersgraben (NE Polzenalm), 810—870 m (Pr. 2192—2196).

Diese Reihe von Aufschlüssen wird durch morphologische Gegebenheiten insofern ergänzt, als das anmoorige Gelände westlich der Maisalm, zwischen Schmied- und Weißenalm, südlich der Maieralm, südlich der Hefteralm und westnordwestlich der Polzenalm, ferner die Senke südlich des Eibergs den Verlauf der Alb-Pelite deutlich kennzeichnet.

Südlich dieses Streifens liegt eine weitere Gruppe von kleinen Aufschlüssen:

10. Lochgraben-Seitenarm SE Maisalm, ca. 950 m (R 26 960, H 92 580) (Pr. 2197)
11. Lochgraben-Seitenarm SE Maisalm, 970—1025 m (zwischen den Punkten R 27 060, H 92 510 und R 27 320, H 92 440) (Pr. 2198—2203)
12. Nördl. Gederer Wand, 1090 m (R 27 830, H 92 610) (Pr. 2204).

Die einzelnen Aufschlüsse sollen nachfolgend kurz beschrieben werden.

Aufschluß 3 bei Schlechtenberg am Rande des Prientals ist der westlichste des nördlichen Alb-Streifens. Obgleich ein zusammenhängendes Profil nicht aufgeschlossen ist, lassen sich von Nord nach Süd in einer Gesamtmächtigkeit von schätzungsweise 7 m folgende Gesteine unterscheiden: Hellgraue, feste, mergelige Tone (Pr. 2171), dann dunkelgrau-schwärzliche, verquetschte, feinblättrige Tonmergel (Pr. 2172) und schließlich hellgraue, etwas gelblich-grüne, schwach schlierig gefleckte, mäßig feste Mergeltone (Pr. 2173—2174). Petrographisch zeigen sie damit große Ähnlichkeit mit den Schichten des Abschnitts A im Aufschluß 1. Die Mikrofaunen bieten jedoch ein etwas anderes Bild. Als wichtigste Formen sind zu nennen:

Gaudryina sp.
Spiroplectinata div. sp.
Dorothia gradata (Berthelin)
Pleurostomella obtusa Berthelin
Gavelinella sp.
Hedbergella trocoidea (Gandolfi).

Nach diesen Faunen sind alle vier Proben des Aufschlusses in das Unter-Alb zu stellen.

Aufschluß 4: Es handelt sich um ein nur ganz kleines Vorkommen von weichen, hell- bis mittelgrauen, schwach feinsandigen und glimmerhaltigen, schiefrigen Mergeltonen, die denen des Abschnitts D von Aufschluß 1 stark ähneln. Gegenüber jenen enthalten sie eine arten- und individuenreiche Mikrofauna (Pr. 2175). Hier seien nur folgende Arten genannt:

Spiroplectinata sp.
Dorothia filiformis (Berthelin)
Tristix excavata (Reuss)
Globigerina infracretacea Glaessner
Globigerina washitensis Carsey.

Besonders zu beachten sind die *Spiroplectinata*-Exemplare. Sie gehören nach Grabert (1959) vermutlich zu *Spiroplectinata complanata*, lassen aber keine eindeutige Bestimmung zu, da der wohl sehr kleine triseriale Anfangsteil der Gehäuse immer abgebrochen ist. Nicht sicher zu bestimmen waren ferner vereinzelte Stücke, die z. T. große Ähnlichkeit zu *Hedbergella trocoidea*, z. T. aber zu *Ticinella roberti* zeigen. Gerade diese beiden Arten werden derzeit im alpinen Raum in

erster Linie als Leitformen für Unter- bzw. Ober-Alb benützt. Die vorliegenden Exemplare lassen vorläufig keine eindeutige Bestimmung zu.

Beachtung verdienen außerdem drei Ostracoden-Arten:

Cythere semiconcentrica MERTENS
Platycythereis triebeli MERTENS
Isocythereis fissicostis TRIEBEL.

Unter Verwendung der von MERTENS (1956) für den nordwestdeutschen Raum erzielten Ergebnisse der stratigraphischen Verbreitung dieser Arten wäre die Probe in das obere Mittel-Alb zu stellen. Da aber eine Übertragung der Ergebnisse auf den alpinen Bereich nicht ohne nähere Untersuchung erfolgen darf, soll die Probe nur mit Vorbehalt in das höhere Mittel-Alb eingestuft werden, wofür auch die *Spiroplectinata*-Art sprechen würde. Es liegt somit ein weiteres Anzeichen für das Vorhandensein von Mittel-Alb in der kalkalpinen Randzone des Kampenwandgebietes vor.

Aufschluß 5 ist ein ebenfalls nur sehr kleines Vorkommen direkt auf dem Weg von Hintergschwendt zur Maureralm. Es stehen dunkelgrau-schwärzliche, zerwürgte, feinblättrige und braungraue Mergeltone an. Sie liegen etwa 3—4 m über den im benachbarten Graben aufgeschlossenen Aptychenschichten und sind möglicherweise mit den gleich ausgebildeten Schichten im Abschnitt A/B des Aufschlusses 1 zu parallelisieren. Hierfür spricht auch die ähnlich arme Mikrofauna (Pr. 2176), in der keine bezeichnenden Foraminiferen auftreten. Über die Zugehörigkeit dieser Mergel zum (Ober-Apt? oder) Alb kann kein Zweifel bestehen.

Aufschluß 6: Gegenüber dem Aufschluß 1 im Lochgraben ist im Frauengraben die Grenze der Aptychenschichten gegen die Mergel der höheren Unterkreide nicht so scharf ausgebildet. Während jedoch den Kalkmergeln des Neokoms noch reine Kalkbänke eingelagert sind, fehlen diese in den darüber folgenden Mergeln, die schnell tonreicher und weicher werden. Zum Hangenden hin werden sie dunkler und fester und sind leicht geschiefert, in einzelnen Lagen zerwürgt und zeigen dann die feinblättrige Ausbildung. Einzig in diesem Aufschluß treten auch rote Mergel auf, wie sie aus der höheren Unterkreide anderer Gebiete mehrfach beschrieben wurden. Sie finden sich unterhalb eines großen cenomanen Konglomeratblockes, so daß über ihre stratigraphische Stellung nichts bestimmtes ausgesagt werden kann.

Über den Tonmergeln liegen teils Konglomeratmergel, teils grobkörnige, harte Sandsteine und Konglomerate, die alle dem Cenoman angehören. Während die Konglomeratmergel konkordant und ohne sichtbare Störung über den Tonmergeln zu liegen scheinen, ist der Kontakt gegen die Sandsteine und Konglomerate einwandfrei tektonisch bedingt.

Die Schlämmproben aus den Kalkmergeln der obersten Aptychenschichten waren fossilleer oder -arm und ohne bezeichnende Foraminiferen, diejenigen aus

den hell- und mittelgrauen Mergeln und Tonmergeln (Pr. 2177—2183) lieferten mäßig reiche Faunen mit

Pseudoclavulina gaultina (Morozowa)
Gaudryina sp.
Spiroplectinata div. sp.
Dorothia gradata (Berthelin)
Globigerina infracretacea Glaessner
Hedbergella trocoidea (Gandolfi).

Die roten Mergel (Pr. 2184) sind äußerst fossilarm, können aber auf Grund einer großen *Sprioplectinata* mit den übrigen Proben in das Unter-Alb eingestuft werden.

Aufschluß 7 und 8: Als Aufschluß 7 werden hier zwei sehr kleine Vorkommen in einem Rinnsal südwestlich der Hefteralm zusammengefaßt, dessen Lage aus den oben angegebenen Koordinaten zu ersehen ist; Probe 2185 wurde etwas nördlich von Probe 2186 entnommen. Es handelt sich um hellgrau-grünliche, weiche Tonmergel mit gut erhaltenen, reichen Kalkschalerfaunen, in denen jedoch altersweisende Arten fehlen. Im Aufschluß 8 finden sich, ca. 12 m mächtig, eintönig hellgraue, z. T. etwas schlierig gefleckte, im untersten Teil weiche, sonst feste, plattige Tonmergel. Der Kontakt gegen Aptychenschichten und Cenoman ist nicht aufgeschlossen. Megafossilien waren in diesem verhältnismäßig vollständig aufgeschlossenen Profil nicht zu finden. Die Schlämmproben lieferten dagegen z. T. gut erhaltene und reiche Mikrofaunen (Pr. 2187—2191), aus denen nur

Spiroplectinata div. sp.
Hedbergella trocoidea (Gandolfi)

als relativ häufig erwähnt werden sollen. Danach sind die Mergel des Aufschlusses 8 und wohl auch die ähnlich ausgebildeten und nahe gelegenen des Aufschlusses 7 in das Unter-Alb zu stellen.

Aufschluß 9 ist der östlichste des nördlichen Streifens. Er unterscheidet sich von den bisher beschriebenen Lokalitäten besonders dadurch, daß hier südlich, d. h. hangend, kein Cenoman folgt; die steilstehenden, west-ost-streichenden Tonmergel bilden den Kern einer kleinen Mulde und werden im Norden wie im Süden von Aptychenschichten des Neokoms begrenzt. Es handelt sich um hellgraue, feste, plattige Tonmergel, die z. T. von dünnen, dunklen Schlieren durchzogen sind und sich von den Aptychenschichten durch ihren höheren Tongehalt unterscheiden. Eine scharfe Grenzziehung ist infolge der Aufschlußverhältnisse nicht möglich. In ihrer Mikrofossilführung unterscheiden sie sich aber deutlich von den meist fossilleeren Aptychenschichten. Entlang des Weges vom Gasthaus Strehtrumpf zur Polzenalm wurden im und beiderseits vom Richtersgraben fünf Schlämmproben entnommen, die ohne eingehendere Untersuchung keine Aussage darüber zulassen, ob sich das Liegende im Norden befindet, wofür gewisse Geländebeobachtungen sprechen, oder im Süden. Die Proben 2192—2196 wurden

von Nord nach Süd entnommen und enthalten z.T. reiche Mikrofaunen mit u.a. folgenden Formen:

Pseudoclavulina gaultina (Morozowa)
Spiroplectinata div. sp.
Dorothia gradata (Berthelin)
Lagenidae div. sp.
Globigerina infracretacea Glaessner
Hedbergella trocoidea (Gandolfi),

wobei die letzte Art häufig vorhanden ist. Danach gehört auch dieser Aufschluß dem Unter-Alb an.

Von den bisher beschriebenen Vorkommen sind die abschließend zu besprechenden Aufschlüsse 10—12 zu trennen. Sie liegen 300—350 m südlich der übrigen Stellen inmitten des Bereiches, der von Broili (1914) einheitlich als Cenoman kartiert wurde. Das Streichen der Gesteine ist wiederum West—Ost gerichtet, sie sind hier aber mehr oder minder steilgestellt.

Im Aufschluß 10 stehen mittelgraue, mäßig feste Mergeltone an, die eine reiche Mikrofauna enthalten (Pr. 2197) mit u. a. folgenden Arten:

Pseudoclavulina gaultina (Morozowa)
Tritaxia sp.
Gaudryina sp.
Dorothia gradata (Berthelin)
Pleurostomella obtusa Berthelin
Gyroidina sp.

Diese Fauna belegt das Alb-Alter, doch läßt sich mangels charakteristischer Formen eine genauere Einstufung vorläufig nicht vornehmen.

Aufschluß 11 zeigt ein etwa 30 m mächtiges, durch einzelne Lücken unterbrochenes Profil, aus dem von Nord nach Süd (= grabenaufwärts) sechs Schlämmproben entnommen wurden. Sie stammen meist aus mittelgrauen, mäßig festen Mergeltonen.

In Probe 2198 finden sich neben den im vorigen Aufschluß erwähnten Arten:

Globigerina washitensis Carsey
Gavelinella sp. (häufig).

Probe 2199 ist gekennzeichnet durch besonders große Exemplare von *Pseudoclavulina* sp., sowie durch

Ticinella roberti (Gandolfi).

Eine weniger reiche Fauna mit

Dorothia gradata (Berthelin)
Ticinella roberti (Gandolfi)

lieferte die Probe 2200, die aus hellgrauen, leicht schlierig gefleckten, mäßig harten Mergeltonen entnommen wurde. Die Proben 2199 und 2200 können auf Grund ihrer Faunen in das Ober-Alb gestellt werden.

Darüber folgen (Pr. 2201) mittelgraue, feste Mergel mit

Spiroplectinata sp.
Dorothia gradata (Berthelin)
Lagenidae div. sp.
Gavelinella sp.
Globigerina sp.

Wie bereits aus dem Aufschluß 4 beschrieben, so finden sich auch hier Exemplare, die teils *Hedbergella trocoidea*, teils *Ticinella roberti* ähneln.

Die beiden obersten Proben des Aufschlusses entstammen hellen, gelblichgrauen, mäßig festen Mergeln. Während Probe 2202 nur eine sehr arme Fauna mit *Dorothia filiformis* und kleinen Globigerinen führt, fand sich in Probe 2203 eine reiche Fauna mit

Spiroplectinata sp.
Dorothia gradata (Berthelin)
Gavelinella sp.
Hedbergella trocoidea (Gandolfi),

welche auf Unter-Alb hindeutet.

Für diesen Aufschluß läßt sich auf Grund der Foraminiferen sagen, daß er im Norden (unterer Grabenteil) Ober-Alb, im Süden (oberer Grabenteil) Unter-Alb enthält. Die Schichten liegen völlig konkordant und lassen keinerlei Anzeichen für größere Störungen erkennen. Genauere Ergebnisse, besonders zu der Frage, ob auch Mittel-Alb vorhanden ist, sind möglicherweise durch eingehende Bearbeitung der Mikrofaunen zu gewinnen.

Knapp über dem Alb stehen cenomane Mergel und Konglomerate an, die gleiches Streichen und Einfallen zeigen.

Aufschluß 12 liegt etwa im Streichen der beiden zuvor beschriebenen Stellen. Es handelt sich um ein nur sehr kleines Vorkommen von hellgrauen, leicht schlierig gefleckten, schwach verfestigten Mergeltonen mit einer mäßig reichen Mikrofauna (Pr. 2204) mit u. a. folgenden Arten:

Gaudryina sp.
Pseudoclavulina sp.
Dorothia gradata (Berthelin)
Pleurostomella obtusa Berthelin
Gyroidina sp. (häufig).

Danach kann dieser Aufschluß nicht dem Cenoman angehören, sondern ist in das (Unter-?) Alb zu stellen.

5. Ergebnisse

Für die östlichen bayerischen Kalkalpen konnte erstmals ein größeres, sich über 7,5 km west-ost-erstreckendes Vorkommen von Alb beschrieben werden. Die durch eine relativ reiche Megafauna und über 70 Schlämmproben gestützten Befunde lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

1. Im Lochgraben bei Aschau folgt auf Neokom-Aptychenschichten konkordant (Ober-Apt? und) Unter-Alb, paläontologisch noch nicht ganz sicher nachgewiesenes Mittel-Alb und einwandfreies Ober-Alb.
2. Weitere, im Streichen dieses Aufschlusses liegende Vorkommen zeigen an, daß mindestens das Unter-Alb im gesamten Kampenwandvorland zur Ablagerung kam.
3. Im Frauengraben folgen cenomane Konglomeratmergel ohne Winkeldiskordanz und ohne sichtbare Störung auf Unter-Alb.
4. Das Cenoman hat im gesamten Kampenwandvorland gleiches Streichen und Fallen wie die älteren Schichtglieder.
5. In den Gräben südöstlich der Maisalm, d. h. südlich des west-ost-streichenden Albzuges wurde steilstehendes Unter-Alb, Mittel-Alb?, Ober-Alb und — in gleicher Lagerung — Cenoman angetroffen.

Hiermit scheint zunächst ein Widerspruch zu den Ergebnissen von Zeil zu bestehen, der 1955 und 1956 die höhere Unterkreide der nördlichen Kalkalpen bearbeitete und die Frage der präcenomanen Tektonik diskutierte. Er schreibt (1955, S. 218): „Echte Schichtlücken und damit Hinweise auf die Faltungszeiten in der Oberkreide wurden im Mittelalb und Mittel/Oberturon gefunden. Da tiefes Alb anscheinend konkordant auf ältere Unterkreide folgt, hat eine der wesentlichen präcenomanen Faltungen der austrischen Phase vermutlich im Mittelalb gelegen." Weiter schreibt er (1956, S. 408): „. . ., so zeigen die paläontologischen und petrographischen Ergebnisse dieser Arbeit, daß wir hinsichtlich der eigentlichen Gebirgsbildung mit einem Ablauf im Sinne Stille's zu rechnen haben. Einerseits liegt die Schichtserie vom Oberalb bis in das Unterturon (Zeil 1955) überall eindeutig transgressiv über einem scharf gefalteten Gebirge. . . . Eine Konkordanz zwischen der höheren Unterkreide und der transgressiven Serie ist im Gegensatz zu E. Kraus (1951, S. 391) nirgends verwirklicht."

Die erneute Bearbeitung des nördlichen Kampenwandgebietes ergab, daß hier eine Konkordanz zwischen tieferer Unterkreide, höherer Unterkreide und Cenoman zu beobachten ist. Zeil faßt seine Befunde folgendermaßen zusammen (1956, S. 409): „Aus der nicht unterbrochenen Sedimentation der Unterkreide bis in tiefe Lagen des Alb und dem Beginn der Transgression an der Wende Ober-Alb/Cenoman, die über einen von Norden nach Süden immer schärfer gefalteten Untergrund übergreift, ergibt sich, daß im Mittel-Alb die Gebirgsbildung als orogene Phase im Sinne Stille's abgelaufen ist."

Hebt man Zeil's Feststellung „. . . über einen von Norden nach Süden immer schärfer gefalteten Untergrund . . ." stärker hervor, so fügen sich die Beobachtungen aus dem Kampenwandvorland seinen Ergebnissen zwangslos an und lassen folgende Deutung zu: Die Sedimentation verlief von der tieferen Unterkreide kontinuierlich bis in das Cenoman. Infolge geringer Bodenbewegungen im Mittel-Alb wurden dessen noch unverfestigte Sedimente teilweise wieder abgetragen (z. B. Frauengraben), während sie an anderen Stellen erhalten blieben (z. B. Lochgraben). Eine Verschlechterung der Lebensverhältnisse zur

Zeit des Mittel-Albs läßt sich aus der kümmerlichen Fauna des Mittel-Albs im Lochgraben ableiten — man könnte, nur vergleichsweise, von Flysch-Fazies sprechen. Sie ist mit einer zunehmenden Schüttung klastischen Materials verbunden, bzw. durch diese bedingt. Erst zu späterer Zeit wurde die Unterkreide mit dem konkordant auflagernden Cenoman gemeinsam gefaltet.

Schriftenverzeichnis

Bartenstein, H., 1954: Revision von Berthelin's Mémoire 1880 über die Alb-Foraminiferen von Montcley. — Senck. leth. **35,** 37—50, 1 Taf., Frankfurt/M.

Berthelin, M., 1880: Mémoire sur les Foraminifères fossiles de l'Etage Albien de Montcley (Doubs). — Mém. Soc. Géol. France (3) **1,** 1—84, 4 Taf., Paris.

Bettenstedt, F. & Wicher, C. A., 1956: Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous in the Tethys and Boreal by the aid of microfossils. — Proc. fourth World Petrol. Congr., Sect. 1/D, Repr. 5, 493—516, 5 Taf., Rom.

Böse, E., 1894: Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. — Geognost. Jh. **6,** 1893, 1—48, 9 Abb., Cassel.

Broili, F., 1914: Kampenwand und Hochplatte. Ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. — N. Jb. Min. etc. Beil.-Bd. **37,** 391—456, 1 geol. K., Stuttgart.

Chapman, F., 1891—1898: The Foraminifera of the Gault of Folkestone. — J. R. Microscop. Soc. London, London.

Dam, A. ten, 1950: Les Foraminifères de l'Albien des Pays-Bas. — Mém. Soc. Géol. France, N. S. **29,** 63, 1—66, 4 Taf., Paris.

Dhein, A., 1944: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern. — N. Jb. Min. etc., Abh. **88**/B, 176—288, 12 Abb., 3 Taf., 2 Beil., 1 geol. K., Stuttgart.

Egger, J. G., 1899: Foraminiferen und Ostracoden aus den Kreidemergeln der oberbayerischen Alpen. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. II. Cl. **21,** 1, 1—230, 27 Taf., München.

Fahlbusch, V., 1960: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der kalkalpinen Randzone des Kampenwandvorlandes. — Dipl.-Arb. Mskr., 1—59, 7 Abb., 1 geol. K., Univ. München.

Fahlbusch, V., 1962: Zur Stratigraphie des Doggers in der kalkalpinen Randzone des Kampenwandvorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **2,** 9—16, 2 Abb., München.

Frech, F., 1907: Lethaea geognostica, Handbuch der Erdgeschichte, 2. Teil: Das Mesozoikum, 3. Band: Kreide. — 1—398, 14 Taf., Schweizerbart — Stuttgart.

Gandolfi, R., 1942: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch Cretacici dei Dintorni di Balerna (Canton Ticino). — Riv. Ital. Pal. Mem. IV **48,** 1—160, 14 Taf., 1 Tab., Milano.

Ganss, O., 1956: Geologie des Blattes Bergen. — Geol. Bavarica **26,** 1—164, 7 Abb., 5 Beil., 1 Profiltaf., 1 geol. K., München.

Grabert, B., 1959: Phylogenetische Untersuchungen an *Gaudryina* und *Spiroplectinata* (Foram.) besonders aus dem norddeutschen Apt und Alb. — Abh. senckenb. naturf. Ges. **498,** 1—71, 27 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Frankfurt/M.

Hecht, F. E., 1938: Standard-Gliederung der Nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen. — Abh. senckenb. naturf. Ges. **443,** 1—42, 1 Abb., 4 Tab., 24 Taf., Frankfurt/M.

Huckriede, R., 1958: Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt — Unteres Cenoman). — Verh. Geol. Bundesanst. 1958, **1,** 71—86, 1 Abb., Wien.

Kruse, G., 1962: Geologisch-paläontologische Untersuchungen zwischen Kampenwand und Achetal. — Dipl.-Arb. Mskr., 1—62, 12 Abb., 1 geol. K., Univ. München.

Kruse, G., 1964: Über eine Albfauna aus dem Tennbodenbach bei Niedernfels zwischen Kampenwand und Achetal (Chiemgauer Alpen). — Dieses Heft, 93—106, 3 Abb.

Lebling, Cl., 1912: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 2. Die Kreideschichten der bayerischen Voralpenzone. — Geol. Rundsch. **3,** 483—508, 1 Abb., 1 Tab., Leipzig.

Mertens, E., 1956: Zur Grenzziehung Alb/Cenoman in Nordwestdeutschland mit Hilfe von Ostracoden. — Geol. Jb. **72,** 173—230, 1 Tab., 7 Taf., Hannover.

Nöth, L., 1926: Der geologische Aufbau des Hochfelln-Hochkienberggebietes. — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. **53**/B, 409—510, 1 Profiltaf., 1 geol. K., Stuttgart.

Noth, R., 1951: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. Bundesanst. Sonderbd. **3,** 1—91, 2 Tab., 9 Taf., Wien.

Reis, O. M., 1896: Erläuterungen zu der Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. — Geognost. Jh. **8,** 1895, 1—155, Cassel.

Reuss, A. E., 1863: Die Foraminiferen des Norddeutschen Hils und Gault. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. I. Cl. **46,** 1862, 5—100, 13 Taf., Wien.

Seitz, O., 1956: Über Ontogenie, Variabilität und Biostratigraphie einiger Inoceramen. — Paläont. Z. **30,** Sonderh., 3—6, 1 Tab., Stuttgart.

Spath, L. F., 1923—1943: Monograph of the Ammonoidea of the Gault. — Palaeontogr. Soc. London, London.

Tappan, H., 1940: Foraminifera from the Grayson Formation of Northern Texas. — J. Paleont. **14,** 93—126, Taf. 14—19, Menasha.

Tappan, H., 1943: Foraminifera from the Duck Creek Formation of Oklahoma and Texas. — J. Paleont. **17,** 476—517, Taf. 77—83, Menasha.

Zeil, W., 1955: Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **101,** 141—226, Stuttgart.

Zeil, W., 1956: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **103,** 375—412, 8 Abb., **3** Taf., Stuttgart.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 4 | 127—144 | München, 31. Dez. 1964

Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol.

Von Peter Fischer, München[1])

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Im Gebiet von Brandenberg in Tirol wurden bei einer Neukartierung u. a. die Schichten der Unteren Gosau bearbeitet. Mit Hilfe von Foraminiferen konnte das früher mit Megafossilien festgelegte Santon-Alter der Sedimente bestätigt werden. Außerdem wurde eine früher nicht bekannte Schichtfolge beschrieben und mikropaläontologisch in das Santon eingestuft.

Summary

Recent mapping in the Brandenberg area (Tyrol, Northern Limestone Alps) comprised reinvestigation on lower „Gosau" sediments (Upper Cretaceous). The Santonian age, as established by megafossils, is now confirmed by foraminifera, too. In addition a series, unknown before, was successfully placed in the Santonian by micropaleontological means.

Inhalt

Vorwort 127
Geologischer Überblick 128
Zur Geologie der Unteren Gosau an der Ache und im Mühlbach 129
Zur Geologie der Unteren Gosau am Voldöppberg-Nordhang 134
Zur Mikropaläontologie der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol 138
Schriftenverzeichnis 144

Vorwort

Das Gebiet um Brandenberg in Tirol wurde mir von Herrn Prof. Dr. H. Hagn, München, zur Neukartierung und Neubearbeitung im Rahmen einer Diplomarbeit übergeben. Die Grenzen des Kartierungsgebietes wurden so gewählt, daß die Gosauvorkommen der Zöttbach-, Krumbach- und Nachberg-Alm

[1]) Dipl.-Geol. Peter Fischer, Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität, 8 München 2, Luisenstr. 37.

mit in das zu bearbeitende Gebiet fielen. Die geologische Kartierung wurde auf den photographisch auf 1 : 25 000 vergrößerten Blättern 89/3 und 4 sowie 120/1 und 2 des österreichischen Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen, Wien, durchgeführt.

Die letzte Kartierung des Gebietes stammt von Ampferer (1922), die letzte umfassende geologisch-petrographische Bearbeitung wurde von Schulz (1952) durchgeführt.

Die geologische Karte wurde verbessert. Das Schwergewicht der Untersuchungen im Rahmen der Diplomarbeit wurde auf die Ausbildung und das Alter der Gosauschichten gelegt.

In der vorliegenden Arbeit wird die Untere Gosau von Brandenberg geologisch und mikropaläontologisch betrachtet. Die mikropaläontologischen Ergebnisse fußen auf Probenentnahmen und Untersuchungen, die im Gebiet von Brandenberg von mir 1961 und 1962 durchgeführt wurden. Sie wurden in der Diplomarbeit niedergelegt. Das Studium wurde mit dem Diplom im Juli 1963 beendet. Die von Oberhauser 1963 veröffentlichte Arbeit, die auf Probenentnahmen unter Führung von Katschthaler, Heissel, Schulz und Woletz basiert, war mir erst im Oktober 1963 verfügbar, und meine Diplomarbeit wurde somit ohne Kenntnis von Oberhausers Untersuchungen fertiggestellt.

Auch hier möchte ich Herrn Prof. Dr. H. Hagn meinen Dank für seine zahlreichen Anregungen und für seine wissenschaftliche Betreuung aussprechen.

Alle im folgenden genannten Fossilien, Schlämmrückstände und Dünnschliffe befinden sich in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München.

Geologischer Überblick

Die Vorkommen der Unteren Gosau bei Brandenberg finden sich südlich des W—E verlaufenden Hauptdolomit-Wettersteinkalk-Sattels des Guffert-Pendling-Zuges. Die Sedimente der Unteren Gosau sind auf einem muldenförmig gebauten Untergrund von Trias- und Juragesteinen abgelagert. Die Unteren-Gosau-Sedimente sind hier selbst zu einem schüsselförmigen Gebilde verformt, dessen südlicher und westlicher Rand am steilsten, dessen nördlicher Rand am flachsten aufgebogen ist. Es finden sich zwei voneinander getrennte Verbreitungsgebiete, die auch in ihrer Ausbildung voneinander abweichen:

Das eine entlang der Brandenberger Ache und des Mühlbaches, östlich der Ache am Unterberg und westlich der Ache bei Rohrbach, Haaser und Aschau und das andere am N-Hang des Voldöppberges.

Das erstere enthält die Gesteine und die Schichtfolge, die in der Literatur als „Untere Gosau von Brandenberg" bekannt sind und bereits weitgehend von Katschthaler (1935) und Schulz (1952) beschrieben wurden.

Das letztere Vorkommen wurde in seiner auf Ampferers Karte (1922) dargestellten Verbreitung von mir wesentlich eingeschränkt und die hier anstehende

Schichtfolge zum ersten Mal beschrieben und mit Foraminiferen erstmalig ein Santon-Alter nachgewiesen.

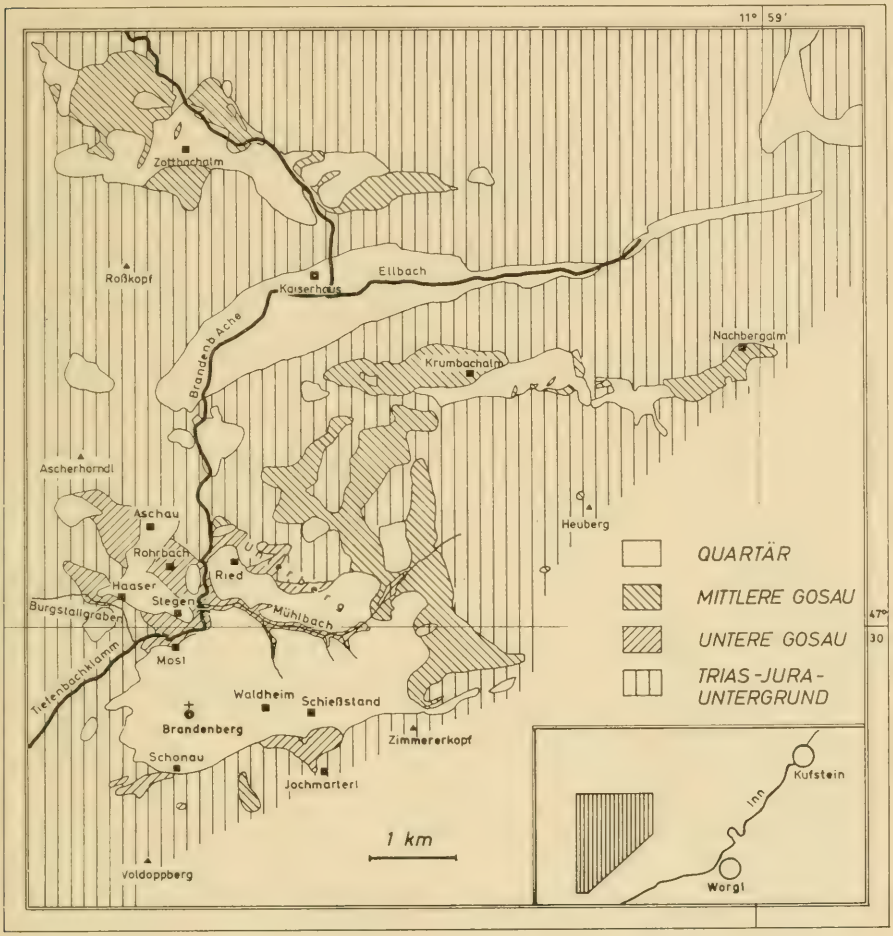


Abb. 1: Skizze der geologischen Karte um Brandenberg in Tirol.

Zur Geologie der Unteren Gosau an der Ache und im Mühlbach

Zuerst sei ein kurzer Überblick über die Schichtfolge der Unteren Gosau im Gebiet der Brandenberger Ache und des Mühlbaches gegeben. Da diese Gesteine bereits von Katschthaler (1935) und Schulz (1952) beschrieben wurden, beschränke ich mich hier auf eine kurze Skizzierung.

Brekzie

Eine Brekzie ist das tiefste aufgeschlossene Schichtglied der Unteren Gosau. Sie findet sich in relativ geringer Verbreitung unterhalb Ried (Unterberg) an der Ache. Sie umgibt Kalke des Lias und ist fast ausschließlich aus Kompo-

nenten dieser Kalke aufgebaut. Die Liaskalke sind gegen ihre Obergrenze mehr und mehr zu einer Brekzie aufgelöst, so daß man — wie am Voldöppberg auf Plattenkalk — so auch hier nur schwer eine scharfe Grenze zwischen Untergrund und basaler Gosaubrekzie ziehen kann. Die Größe der Komponenten ist z. T. beachtlich, sie schwankt von einigen cm bis zu mehreren dm. Die Mächtigkeit beträgt zwischen 5 und 8 m.

Konglomerat

Das Konglomerat ist vermutlich über der Brekzie einzustufen, es kann jedoch auch nur eine andere lokale Basisbildung gleichen Alters darstellen. Es findet sich nicht in Zusammenhang mit der Brekzie, sondern steht an der Mühlbachmündung, am Anfang der Tiefenbachklamm und im Burgstallgraben zwischen 800 und 900 m an. Das Gestein ist hart und kalkig gebunden, neben kalkalpinen Komponenten treten auch exotische Gerölle auf, deren Durchmesser 1 bis 2 cm beträgt. Im Dünnschliff Nr. 1084a/63 erkennt man, daß das kalkig-sandige Bindemittel kräftig von Brauneisen durchsetzt ist. Die Mächtigkeit beschränkt sich auf wenige Meter.

Mergeliger Kalksandstein

Er bildet an der Ache oberhalb der Mühlbachmündung, am Unterberg und um Aschau, Haaser und Stegen das vorherrschende Gestein. Es sind massige, graue bis bläulichgraue, mergelige Kalksandsteine und Mergelkalke, mit muscheligem Bruch, die ziemlich viel inkohltes Pflanzenhäcksel und wenige Lagen gut gerundeter, kalkiger Gerölle enthalten. Das Gestein wurde im Dünnschliff Nr. G 78a/63 untersucht. Die Mächtigkeit umfaßt mindestens 30—40 m. Katschthaler führte hier jahrelange, gründliche Fossilaufsammlungen durch und stellte umfangreiche Fossillisten zusammen (1935, S. 175—177). Von mir wurden hieraus aufgesammelt und bestimmt:

Cucullaea chiemiensis Zitt.
Cucullaea sp.
Arca cf. schwabenaui Zitt.
Glycymeris marottianus (D'Orb.)
Limopsis calvus Sow.
Cardium productum Sow.
Polymesoda solitaria Zitt.
Cyprina bifida Zitt.
Venus sp.
Tapes martiniana Math.
Pecten sp.
Spondylus requienianus Math.
Spondylus cf. striatus Lam.
Ostrea sp.
Turbo sp.
Entrephoceras cf. gosavicus (Redt.)

Sandiger Kalk

Über dem mergeligen Kalksandstein folgt ziemlich rasch — durch Abnahme des Mergelgehaltes — ein fester, heller Sandkalk. Er tritt am rechten Achenufer

bei Mösl und an der Mühlbachmündung auf. Im frischen Bruch ist er bläulichgrau, wittert jedoch gelblich bis gelbbraun an. Oft sind in ihm kleine Kalkgerölle zu beobachten. Im Schliff Nr. G 79a/63 erkennt man ein ausgewogenes Verhältnis der kalzitischen Grundmasse zu den klastischen Komponenten. Die Mächtigkeit kann mit 8 bis 10 m angegeben werden.

Grauer Mergel

Er folgt mit scharfer Grenze auf den sandigen Kalk und ist 40 m acheabwärts der Brücke nach Aschau, ferner im Achenbett vor Mösl und im unteren Teil des Mühlbachgrabens zu beobachten. Der graue, nicht sehr harte Mergel ist ein sehr homogenes Gestein und verwittert knollig. Er enthält eine gute Makrofauna, von der KATSCHTHALER ebenfalls eine Fossilliste zusammenstellte (1935, S. 178). Von den Fossilien, die KATSCHTHALER bestimmte, seien hier folgende Arten genannt, die für die stratigraphische Einstufung von Bedeutung sind: *Mortoniceras texanum* RÖM. und *Parapuzosia daubreei* DE GROSS.

Aus eigenen Aufsammlungen wurden bestimmt:

Inoceramus undulatoplicatus michaeli HEINZ
Inoceramus undulatoplicatus RÖM.
Inoceramus balticus BÖHM
Inoceramus percostatus MÜLLER
Inoceramus cf. decipiens ZITT.
Inoceramus cf. cycloides WEGNER
Inoceramus sp.
Gaudryceras cf. planorbiforme BÖHM
Puzosia corbarica D'ORB.
Schlueteria rousselli DE GROSS.
Pachydiscus isculensis (REDT.)
Pachydiscus sp.
Scaphites sp.

Die von KATSCHTHALER und von mir bestimmten altersweisenden Fossilien erlauben folgende Altersaussage: Nach BRINKMANN (1935, S. 8) wird für *Mortoniceras texanum* RÖM., *Parapuzosia daubreei* DE GROSS. und *Pachydiscus isculensis* (REDT.) Coniac-Alter angenommen. KÜHN (1947, S. 192) stellt *Mortoniceras texanum* RÖM. in das Untersanton. *Inoceramus undulatoplicatus michaeli* HEINZ deutet nach O. SEITZ (1956, S. 4; 1961, S. 121) auf Untersanton („Emscher Mergel") hin. *Inoceramus percostatus* MÜLLER ist nach G. MÜLLER (1888, S. 20—21) bezeichnend für Coniac-Untersanton. Diese Angabe wird von KÜHN (1947, S. 185) erwähnt und bestätigt. Diese Formen lassen in ihrer Mehrzahl auf Untersanton schließen.

Rote und graue Mergel

Der graue, fossilreiche Mergel geht allmählich in eine Wechselfolge von roten und grauen Mergeln mit Sandsteinzwischenlagerungen über, die bei Mösl und im Mühlbach anstehen. Die Wechselfolge dieser Schichten zeigt das Faziesprofil in Abb. 2. Aus diesen Mergeln stammen die Proben Nr. 2601, 2602, 2603.

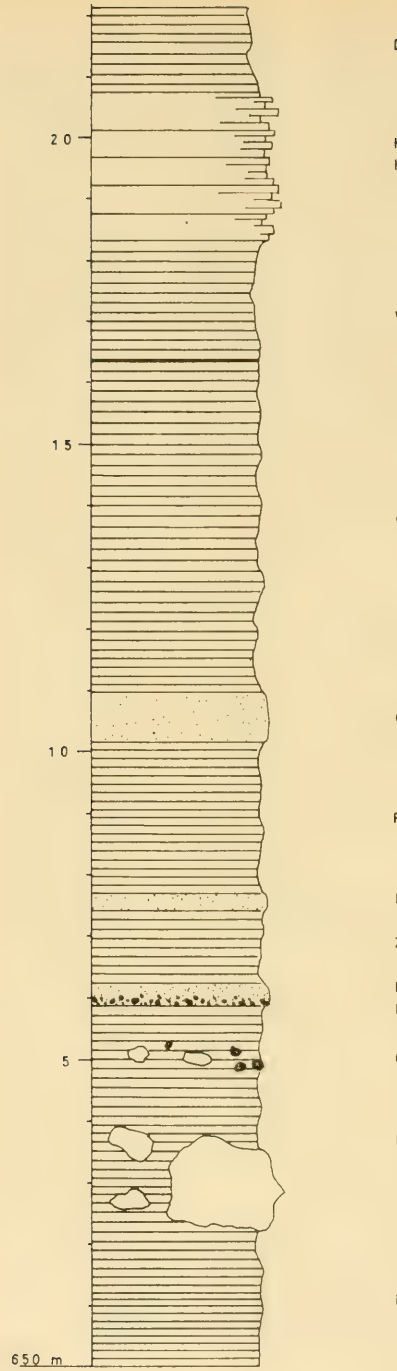


Abb. 2:
Faziesprofil der roten Mergel (Untere Gosau) bei Mösl.

Mergel und Sandsteine

Von dem auf die roten und grauen Mergel bei Mösl folgenden, etwa 180 m mächtigen Mergel- und Sandsteinkomplex sind an der Ache nur wenige Schichten aufgeschlossen. Die Fortsetzung des Profils ist nur im Mühlbach und dessen Seitenbächen aufgeschlossen. Da die Verteilung von Mergeln und Sandsteinen in dieser Schichtfolge von KATSCHTHALER und SCHULZ noch nicht beschrieben wurde, wird dieser Komplex in der folgenden tabellarischen Übersicht nach den Mächtigkeiten und der Lithologie untergliedert. Von oben nach unten folgen:

30	m	Weiche, graue und rötliche Mergel
2	m	Harter, grauer Mergel (Schliff Nr. 1092 a/63)
10	m	Weiche, mittelgraue Mergel
1,5	m	Harte, graue Kalkmergelbank (Probe Nr. 2607)
15	m	Graue Mergel
1,5	m	Harte, sandige, graue Kalkmergelbank
15	m	Graue, z. T. braunrote Mergel
2,5	m	Harte, graue Sandmergelbank
40	m	Weiche, graue, grünliche und rötliche Mergel (Probe Nr. 2606)
0,4	m	Harte, graue Sandmergelbank (Schliff Nr. 1091 a/63)
30	m	Aufschlußunterbrechung
8	m	Weiche, braunrote Mergel
10	m	Graugrüne und rötliche Mergel, mit einer 0,25 m mächtigen, harten, feingeschichteten Mergelkalkbank
4	m	Harter, bräunlichgrauer Mergelkalk. Tritt morphologisch stark hervor (Schliff Nr. 1090 a/63)
8	m	Geschichtete, graue Mergel
0,25	m	Harter, grauer Mergelkalk (Schliff Nr. 1089 a/63)
0,25	m	Weicher, grauer Mergel
0,25	m	Harter, grauer Mergelkalk
7,7	m	Grauer, oben rötlichbrauner Mergel
0,35	m	Harter, grauer, sandiger Mergelkalk (Schliff Nr. 1088 a/63)
9,5	m	Graue, dünnplattig verwitternde Mergel
2	m	Harte, graue, mergelige Kalkbank (Schliff Nr. 1087 a/63)

Zur Lagerung der Unteren Gosau an der Ache und im Mühlbach sei folgendes gesagt:

Wie bereits erwähnt, sind die Schichten der Unteren Gosau zu einer ungleichmäßigen Mulde verformt. Am steilsten sind die Ränder im S, wo sie am Voldöppberg mit 40° nach N und im W, wo sie mit 40° bis 60° nach E einfallen. Im Mühlbach herrscht bei allgemeinem E-W-Streichen flaches Südfallen. Am flachsten ist der nördliche Rand, wo die Kalksandsteine fast söhlig gelagert sind oder mit 10° bis 20° nach S und W einfallen.

Etwas südlich der Brücke Brandenberg—Aschau werden die E—W streichenden Schichten des Mühlbaches um etwa einen rechten Winkel auf SSE abgeknickt. Die Stelle des Abknickens ist als Störungszone ausgebildet. Bei Mösl

biegt das Streichen langsam wieder in die ENE-Richtung zurück. Die Ache folgt dabei genau dem Streichen.

Eine von früheren Autoren nicht genannte Erscheinung wurde im Mühlbach und an der Ache beobachtet. Hier sind Sandstein- und Mergelkomplexe in ihrer Streichrichtung zusammengeschoben, was auf E—W gerichtete Bewegungen hinweist. Im Mühlbach bei 700 m sind auf diese Weise Sandstein- und Mergelkalkbänke auf einer Länge von etwa 8 m aufeinandergeschoben. Dieselbe Erscheinung der ost-westlichen Raumverengung ist in den roten Mergeln am linken Achenufer bei Mösl zu beobachten. Hier ist an einer Sandsteinbank zu erkennen, daß die roten Mergel ineinandergeschoben worden sind.

Die Störungen, an denen dies erfolgt ist, streichen 65° bis 85° und fallen 70° bis 80° S.

Zur Geologie der Unteren Gosau am Voldöppberg-Nordhang

Südöstlich des Dorfes Brandenberg steht in einem kleinen Rinnsal eine Schichtfolge an, die im Brandenberger Gosaugebiet sonst nirgends mehr beobachtet werden kann. Sie wurde von mir zum erstenmal beschrieben und ihr Alter mikropaläontologisch festgestellt. Auf Grund der Lithologie und der Mikrofauna wurde eine Zuordnung zur Unteren Gosau getroffen. Die Fazies dieser Schichten ist teils kalkig, teils mergelig-sandig, die Zwischenlagerungen bestehen aus sandigen Kalken und Konglomeraten. Diese Schichten lagern diskordant auf steil NW-fallendem, leicht dolomitischem Plattenkalk. Die Auflagerung eines sandigen Kalkes auf Plattenkalk ist oberhalb des Schießstandes im Steinbruch und westlich davon im Wald gut zu beobachten.

Hier ist zu erwähnen, daß der gebankte Plattenkalk in der näheren Umgebung der im folgenden beschriebenen Schichtfolge prägosauische Verwitterungserscheinungen zeigt. Es sind nämlich durch Karsteinwirkung erweiterte Spalten mit rotem, bauxitischem Material ausgefüllt. Dasselbe Material findet sich in den diskordant darüberlagernden Brekzien.

Die Schichtfolge ist in einem flachen Graben oberhalb des Gasthauses „Waldheim" und des Schießstandes am bewaldeten Nordhang des Voldöppberges aufgeschlossen. Weiterhin können eine Brekzie und ein rötlicher Sandkalk in einer etwas weiteren Verbreitung an diesem Nordhang beobachtet werden. Der rötliche Sandkalk findet sich außerdem auch weiter westlich, oberhalb des Sägewerkes Schönau. Die Aufschlußverhältnisse sind lediglich in dem erwähnten Graben gut, sonst verhindert die dichte Bewaldung oft den Blick auf das Anstehende.

Die Schichten lagern im unteren Teil etwas flacher als die Hangneigung, so daß die Schichtköpfe, schräg angeschnitten, ausstreichen. Diese Lagerung kann am besten an dem grauen Kalksandstein (Schliff Nr. 1095a/63) beobachtet werden, sonst läßt sich in den Mergeln und in dem Kalk (Schliff Nr. G 81a/63) wegen der geringen Aufschlußbreite und der teilweisen alluvialen Überdeckung keine Lagerung erkennen.

Der höhere Teil ist dagegen etwas steiler als die Hangneigung gelagert. Klar zu erkennen ist dies bei der hervortretenden Konglomeratbank und dem psammitischen Kalk. Da sich die Lithologie und die Schichtfolge der steiler gestellten Schichten des oberen Teils im flacheren, unteren Teil nicht mehr zeigen, kann ein Muldenbau nicht angenommen werden. Die wahrscheinliche Erklärung der Schichtfolge und Lagerung ist eine Störung, die im Mergel (Probe Nr. 2612) zu suchen wäre. Sie konnte jedoch in dem nicht sehr gut aufgeschlossenen Mergel nicht beobachtet werden.

Das wahrscheinlich zu dieser Schichtfolge gehörende tiefste Schichtglied ist eine

Brekzie.

Sie besteht aus nußgroßen bis mehr als kopfgroßen, kaum gerundeten Brokken eines dichten, gelblichgrauen bis grauen Kalkes sowie Hauptdolomits. Die Farbe des feinkörnigen, bauxitischen Bindemittels ist ziegelrot bis leuchtend rot. In diesem Bindemittel können manchmal herausgewitterte Globotruncanen mit der Lupe beobachtet werden.

Die Brekzie geht allmählich über in ein ebenfalls grobes

Konglomerat,

mit Komponenten der gleichen Gesteine. Die groben Bestandteile lassen jedoch Abrundung erkennen. Zwischen den groben Geröllen sind z. T. gut gerundete, kleinere Gerölle (1—3 cm ⌀) eingelagert, die ihrerseits von grobpsammitischem Sediment zusammengehalten werden. Im Dünnschliff ergibt sich folgendes Bild:

Schliff Nr. 1093 a/63.

Südöstlich Schießstand, 1050 m ü. NN.

Konglomeratischer Grobpsammit.

Die Grundmasse ist feinkörnig (0,01—0,025 mm ⌀) und ist aus karbonatischen Körnern zusammengesetzt. Zwischen den Körnern findet sich äußerst feinkörniges Brauneisen. Das Eisenoxyd ist auch in einzelnen größeren Körnern in der Grundmasse enthalten. Diese Grundmasse füllt die Intergranularräume zwischen meist gut gerundeten Kalk- und Dolomitkörnern aus. Ihre Größe liegt recht einheitlich zwischen 0,25 und 2 mm ⌀. Es handelt sich fast ausschließlich um Gesteine der kalkalpinen Trias, wie Oolithkalke, dichte, graue Kalke und Dolomite des Nor und des Rät. Das Gestein enthält auch einige wohlgerundete Gerölle dieser Kalke und Dolomite. Organismenreste wurden nicht beobachtet.

Fossilschuttkalk

Ein Gestein, das stets in enger räumlicher Nachbarschaft mit dem roten Konglomerat auftritt und das sich wie dieses durch einen starken Gehalt an Brauneisen auszeichnet, ist ein roter Fossilschuttkalk. Er ist auf Grund der faziellen Ähnlichkeit entweder als ein direkt auf das Konglomerat folgendes Schichtglied oder als eine lokal anders geartete, gleichaltrige Basalbildung anzusehen.

Er tritt in der Gegend des Jochmarterls und bei Schönau auf. Das Gestein ist ein intensiv rot gefärbter, sandiger Schuttkalk, mit vielen makroskopisch erkennbaren Fossilresten.

Schliff Nr. G 80 a/63

Jochmarterl, 1200 m ü. NN.

Roter Fossilschuttkalk.

Dieses Gestein zeichnet sich ebenfalls durch ein stark eisenoxydhaltiges, sandiges Bindemittel aus. Das Bindemittel umschließt wenige kantige Kalzitkörnchen und fast ausschließlich nicht oder nur wenig gerundete Bruchstücke von Molluskenschalen in allen Größen bis 5 mm ∅. Besonders häufig sind Bruchstücke von *Radiolites*. Einzelne längliche Bruchstücke sind noch wesentlich größer. Alle Fossilfragmente liegen völlig ungeregelt. Neben Teilen von *Radiolites* sind nur noch einige Schnitte durch Globotruncanen genauer anzusprechen.

Die unmittelbare Zugehörigkeit dieser beschriebenen basalen Bildungen zu den folgenden Schichten ist nicht sicher, da das beim Schießstand den Plattenkalk diskordant überlagernde Sediment der als nächstes erwähnte sandige Kalk ist. Jedoch weist die mit den anderen Sedimenten eng verbundene Verbreitung sowie die fazielle Ähnlichkeit hinsichtlich Eisenoxydgehalt des Sandkalkes auf ähnliche Bildungsumstände hin.

Sandiger Kalk

Das den Plattenkalk diskordant überlagernde unterste Schichtglied des folgenden Profils ist ein gelbbrauner, rötlichgrauer bis gelbroter, sandiger Kalk, der viele gelbrote Tupfen und einige, mit der Lupe erkennbare, lebhaft grüne Bestandteile zeigt. Er verwittert in runden, glatten Formen. Im alten Steinbruch oberhalb des Schießstandes kann man beobachten, daß das Gestein in einer 2—4 m mächtigen Lage viele, z. T. bis 50 cm ∅ große Gerölle enthält. Die Mächtigkeit des Sandkalkes beträgt 5 bis 10 m.

Schliff Nr. 1094 a/63.

Schießstand, 1070 m ü. NN.

Rötlichgrauer, sandiger Kalk.

Das zurücktretende, feinkörnige, kalzitische Bindemittel (Korngröße 0,002—0,025 mm ∅) verfestigt kantengerundete bis gutgerundete Karbonatkörnchen (0,25—0,5 mm ∅). Man beobachtet spätige Kalzitkörnchen, sehr feinkörnige, bräunliche, bituminöse Psammite und ooidische Kalke. Vereinzelt treten feinkörnige Quarzite auf, sonst jedoch keinerlei nichtkarbonatische Bestandteile. An organischen Gebilden findet man einzeilige Sandschaler, *Marssonella sp.*, Echinodermenreste und kleine Bruchstücke von Lithothamnien.

Von diesem Sandkalk unter- und überlagert, findet sich ein roter, toniger Mergel, der im östlichen der zwei kleinen Rinnsale bei 1050 m aufgeschlossen ist.

Die Verbreitung dieses Mergels kann nicht groß sein, da 30 bis 40 m weiter westlich, in Streichrichtung, der sandige Kalk ansteht (dieser lagert ungefähr in Hangneigung). Da die Vegetationsüberdeckung keine genauen Beobachtungen zuläßt, kann nur vermutet werden, daß es sich hierbei um eine nestartige Einschaltung von Mergeln in den Sandkalk handelt. Der Mergel (Probe Nr. 2610) enthält eine gut und reiche Foraminiferenfauna, die in ihrer Zusammensetzung völlig derjenigen der später beschriebenen graubraunen Mergel gleicht und die im nächsten Abschnitt besprochen wird.

Kalksandstein

Über dem sandigen Kalk folgt bei 1030 m ein grauer, fester Kalksandstein, der braungrau anwittert und dessen Mächtigkeit 10 bis 20 m beträgt.

Schliff Nr. 1095 a/63.
Graben oberhalb Schießstand, 1080 m ü. NN.
Grauer Kalksandstein.

Die Grundmasse tritt etwas zurück. Sie ist feinkörnig (bis 0,02 mm ∅) und macht etwa 30% der Gesteinsmasse aus. Sie enthält kantengerundete Komponenten, Fossilschutt und Foraminiferen. Die Körner sind ihrer Größe nach ziemlich gut sortiert (0,25—0,3 mm ∅) und nur ein kleiner Teil erreicht Größen von 0,5—1,5 mm ∅. Die Quarzkörnchen sind meist eckig. Den größten Anteil an den klastischen Komponenten haben feinkörnige und dichte, graue Kalke und Kalzitkörnchen (70%), dann folgen eckige Quarze, z. T. undulös auslöschend, und feinkörnige Quarzite (20%), pseudooidische Kalke und feinkörnige, bituminöse Psammite mit 10%. Häufig sind Schnitte durch Foraminiferen. Sie liegen ungeregelt, sind nicht deformiert und ihr Kammerlumen ist von feinkörnigem Kalzit ausgefüllt. Es konnten beobachtet werden: Ein- und zweizeilige Sandschaler, u. a. *Marssonella sp.*, *Quinqueloculina*, verschiedene große Exemplare der Gattung *Robulus* oder *Lenticulina* und der *Globotruncana lapparenti*-Gruppe und weitere, nicht genauer einzuordnende Foraminiferen. Weiterhin wurden festgestellt Bruchstücke von Ostreen und anderen Mollusken, Echinodermenreste und Lithothamnienfetzen.

Mergel

Über dem Kalksandstein folgt ein graubrauner, kalkiger Mergel, der knollig verwittert und Inoceramenprismen aufweist. Seine Mächtigkeit umfaßt 5 bis 8 m.

Kalk

Daran schließt mit scharfem Kontakt ein gelbbrauner bis bräunlichgrauer Kalk. Er besitzt einen deutlichen Sandgehalt, bricht in groben Stücken und zeigt kleine grüne, rote und dunkle Flecken. Er enthält mit der Lupe erkennbare Pyritkörnchen und Fossilbruchstücke.

Schliff Nr. G 81 a/63.
Graben oberhalb Schießstand, 1095 m ü. NN.
Bräunlichgrauer, sandiger Kalk.

In der sehr feinkörnigen, kalzitischen Grundmasse schwimmen kantengerundete bis gutgerundete Komponenten. Die Kalzitkörnchen sind oft kaum gerundet. Die Größe schwankt zwischen 0,25 und 1,5 mm ∅. Zumeist sind es Körner eines dichten, grauen Kalkes und eines pseudooidischen Kalkes. In geringerer Häufigkeit treten eckige Quarzkörner, gerundete, feinkörnige Quarzite und Pyritteilchen auf. Die letzteren scheinen, ihrer unregelmäßigen, dendritenähnlichen Gestalt nach, erst nach der Sedimentation auskristallisiert zu sein. Sie umschließen fest und lückenlos andere Komponenten. An organischen Komponenten enthält dieser Dünnschliff: Ein- und zweizeilige Sandschaler, Schnitte durch Lageniden, eine fragliche *Rugoglobigerina*, Bryozoenfragmente und ziemlich häufig auftretende Lithothamnienbruchstücke.

Mergel

Ebenfalls mit scharfer Grenze folgt auf den Kalk wieder graubrauner, grünlichgrau anwitternder Mergel, der bei der Verwitterung knollig zerfällt. In diesem Mergel ist die vermutete Störung zu suchen. Seine Mächtigkeit beträgt 30 bis 40 m. Die Mikrofauna dieses Mergels wird im folgenden behandelt.

Konglomerat

Abrupt folgt hier eine 3 m mächtige Lage eines groben Konglomerates. In einem roten, sandigen Bindemittel sind Gerölle eines dichten, grauen Kalkes eingelagert, die z. T. bis über kopfgroß werden. Die einzelnen Gerölle sind kantengerundet. Das Gestein ähnelt sehr den weitverbreiteten basalen Brekzien der Umgebung.

Mergelkalk

Hier schließt unter Abnahme der Gerölle und Zunahme eines mergeligen Bindemittels ein dunkelgrauer bis bräunlichgrauer, fester, psammitischer Mergelkalk an, in den inkohltes Pflanzenhäcksel eingestreut ist.

Mergel

Nach etwa 7 m Mächtigkeit des Mergelkalkes beginnt der Tongehalt immer mehr zuzunehmen, das Sediment wird sandiger, so daß man bis zum Ende der Aufschlüsse von einem mächtigen Komplex eines dunkelgrauen, sandigen Mergels sprechen kann. Der Mergel reicht fast bis auf die Höhe des Grates (Jochmarterl 1223 m). Streckenweise ist das Gestein nicht aufgeschlossen, es wird jedoch als durchgehend angenommen.

Zur Mikropaläontologie der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol

1) Aus den Mergeln der Unteren Gosau bei Mösl und im Mühlbach und dessen Seitenbächen wurden insgesamt 34 Schlämmproben entnommen und aus den schleifbaren Gesteinen der Unteren Gosau an der Ache und im Mühlbach 14 Dünnschliffe angefertigt.

Die Gesteine im Liegenden der Mergel zeigen nur wenige Organismenreste.

So enthält der konglomeratische Grobsandstein (Dünnschliff Nr. 1084a/63) nahe der Basis der Unteren Gosau als einzige festgestellte Organismenreste einige in Kalkgerölle eingeschlossene Ophthalmidiiden.

Der in der Gegend nördlich der Mühlbachmündung an der Ache, am Unterberg und bei Rohrbach verbreitete graue bis bläulichgraue, mergelige Kalksandstein (Dünnschliff Nr. G 78a/63) enthält bereits mehr organische Bestandteile. Es zeigen sich *Dentalina sp.*, Spongiennadeln, Schalenbruchstücke von Mollusken und Lithothamnienreste.

Der auf den grauen Kalksandstein folgende helle, feste Sandkalk (Dünnschliff Nr. G 79a/63) weist an Faunenelementen auf: *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Marssonella sp.* und andere sandschalige Foraminiferen, Milioliden, rotaliide Foraminiferen, Korallen, Bryozoen und Bruchstücke von Molluskenschalen. Einen häufigen und auffallenden Bestandteil des Gesteins bilden Lithothamnienfetzen. Es konnte auch eine konzentrisch geschichtete Lithothamnienknolle beobachtet werden.

Der auf den Sandkalk folgende, über 200 m mächtige Komplex von meist grauen, seltener roten und grünlichen Mergeln wird von zahlreichen Sandstein-, Kalkmergel- und Mergelkalkbänken unterbrochen. Der organische Inhalt dieser Zwischenlagerungen unterscheidet sich z. T. erheblich. Die Fauneninhalte dieser zwischenlagernden Bänke werden hier zusammengefaßt vor den Mergeln besprochen.

Im Dünnschliff Nr. 1085a/63 und 1086a/63, aus grauem, festem, mergeligem Feinsandstein finden sich häufig Schnitte durch Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ und viele Bruchstücke von anderen Globotruncanengehäusen, weiterhin seltener einige Lageniden und *Heterohelix*.

Dünnschliff Nr. 1087a/63, ein grauer Mergelkalk, zeigt einen außerordentlichen Foraminiferenreichtum. Mehr als 50% der Sedimentmasse setzt sich aus Foraminiferen zusammen. Die weitaus größte Anzahl der Foraminiferen sind Globotruncanen aus der *lapparenti*-Gruppe. Weiterhin erkennt man *Marssonella oxycona* (Reuss), Lageniden der *Robulus-Lenticulina*-Gruppe, *Textularia*, *Heterohelix*, *Gublerina deflaensis* (Sigal), *Neoflabellina*, rotaliide Foraminiferen, Seeigelstacheln und Lithothamnienreste. Manche Fossilien — wie Globotruncanen, Sandschaler und Echinodermenreste — sind mit Pyrit erfüllt.

Dünnschliff Nr. 1088a/63 unterscheidet sich in seiner Gesteinszusammensetzung und seinem Fauneninhalt nicht von Dünnschliff Nr. 1085a/63 und 1086 a/63.

Dünnschliff Nr. 1089a/63, ein feinstsandiger, geschichteter, z. T. schräggeschichteter mergeliger Kalk läßt nur vereinzelt Foraminiferen und deren Bruchstücke erkennen. Sonst treten keine Organismenreste auf.

Dünnschliff Nr. 1090a/63 ist ein feinsandiger Mergelkalk. Er enthält nur wenige Foraminiferen und diese meist als Bruchstücke, außerdem einen quergeschnittenen Seeigelstachel.

Dünnschliff Nr. 1091a/63 ist ein gebänderter, sandiger Mergel, dessen Hauptmasse fast frei von Organismenresten ist. Viele Foraminiferen — meist Globotruncanen — sind nur in dunkler erscheinenden, mergeligen Bändern konzentriert, die etwa 0,5 mm mächtig sind.

Dünnschliff Nr. 1092a/63, ein sandiger Mergel, weist außer wenigen Foraminiferen keine organischen Reste auf. Globotruncanen sind selten vertreten, meist finden sich Globigerinellen, Globigerinen, außerdem *Heterohelix*.

Die Schlämmproben aus dem mächtigen Mergelkomplex im Mühlbach zeigen starke Unterschiede in der Reichhaltigkeit der Faunen. Während die roten Mergel bei Mösl durchwegs an Individuen und Arten reiche Schlämmrückstände liefern, zeichnen sich in den höheren Partien des Mühlbaches nur wenige der von mir entnommenen Proben durch eine reichhaltige Foraminiferenfauna aus, so z. B. die Proben Nr. 2604, 2605, 2606, 2607. In allen anderen Proben herrscht eine arme, schlecht erhaltene, oft kleinwüchsige Fauna vor.

Da die Proben von der Basis der roten Mergel und diejenigen, die aus dem Höchsten des über 200 m mächtigen Mergelprofils entnommen sind, keine deutlichen Altersunterschiede erkennen lassen, werden die Faunen von den tiefsten Proben (Probe Nr. 2601, 2602, 2603) bis zu den höchsten Proben (Probe Nr. 2606, 2607) in einer Faunenliste zusammengestellt. Es wurden bestimmt:

Pelosina complanata Franke
Rhabdammina sp.
Ammodiscus cretaceus (Reuss)

Ammodiscus gaultinus Berthelin
Glomospira charoides (Jones & Parker)
Glomospira irregularis (Grzybowski)
Trochamminoides velascoensis Cushm.
Haplophragmoides eggeri Cushm.
Haplophragmoides sp.
Triplasia murchisoni Reuss
Spiroplectammina praelonga (Reuss)
Spiroplectinata jaekeli (Franke)
Verneuilina muensteri Reuss
Verneuilinoides sp.
Tritaxia tricarinata (Reuss)
Gaudryina pyramidata Cushm.
Gaudryina rugosa D'Orb.
Gaudryina carinata Franke
Gaudryina cf. laevigata Franke
Gaudryina sp.
Clavulinoides sp.
Pseudoclavulina eggeri Cushm.
Dorothia pupa (Reuss)
Marssonella oxycona (Reuss)
Marssonella trochus (D'Orb.)
Dentalina nana Reuss
Dentalina communis D'Orb.
Dentalina catenula Reuss
Dentalina cf. naumanni (Reuss)
Dentalina sp.
Nodosaria cf. oligostegia Reuss
Lenticulina lobata (Reuss)
Lenticulina aff. lobata (Reuss)
Lenticulina orbicularis (D'Orb.)
Lenticulina truncata (Reuss)
Lenticulina cf. truncata (Reuss)
Lenticulina ovalis (Reuss)
Lenticulina cf. spachholtzi (Reuss)
Lenticulina sp.
Robulus muensteri (Römer)
Astacolus compressus (D'Orb.)
Vaginulinopsis sp.
Saracenaria triangularis (D'Orb.)
Planularia liebusi Brotzen
Marginulina cf. texasensis Cushm.
Vaginulina gosae Reuss
Rectoglandulina elongata (Reuss)
Rectoglandulina parallela (Marsson)
Rectoglandulina cf. cylindracea (Reuss)
Rectoglandulina cf. manifesta (Reuss)
Lagena sp.
Bulimina reussi Morrow
Aragonia sp.
Pullenia quaternaria (Reuss)
Pleurostomella subnodosa Reuss
Pleurostomella aff. subnodosa Reuss

Pleurostomella obtusa Berthelin
Pleurostomella cf. obtusa Berthelin
Pleurostomella sp.
Ellipsoidella cf. solida (Brotzen)
Gavelinella lorneiana (D'Orb.)
Gavelinella stelligera (Marie)
Gavelinella pertusa (Marss.)
Gyroidina umbilicata D'Orb.
Gyroidina cf. nitida (Reuss)
Stensioeina exsculpta (Reuss)
Stensioeina pommerana Brotzen
Eponides haidingerii (D'Orb.)
Eponides cf. whitei Brotzen
Quadrimorphina allomorphinoides (Reuss)
Cibicides sp.
Globigerina cretacea D'Orb.
Globigerinella aspera (Ehrenberg)
Rugoglobigerina glaessneri Gandolfi
Rugoglobigerina petaloidea subpetaloidea Gandolfi
Globotruncana globigerinoides Brotzen
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler
Globotruncana aff. lapparenti bulloides Vogler
Globotruncana coronata Bolli
Globotruncana tricarinata (Quereau)
Globotruncana flexuosa van der Sluis
Globotruncana fornicata Plummer
Globotruncana concavata (Brotzen)
Globotruncana thalmanni Gandolfi
Globotruncana sp.
Heterohelix striata (Ehrenberg)
Heterohelix globulosa (Ehrenberg)
Heterohelix carinata Cushm.
Pseudotextularia elegans (Rzehak)
Gublerina deflaensis (Sigal)
Radiolarien
Ostracoden
Inoceramenprismen
Schalenbruchstücke

Innerhalb der Proben mit reicher Fauna lassen sich auch Unterschiede hinsichtlich der Faunenzusammensetzung feststellen. So zeichnet sich Probe Nr. 2607 durch deutliches Zurücktreten der benthonischen Formen aus. Sowohl die Zahl der Individuen als auch die Zahl der Arten ist bei den pelagischen höher, besonders Globotruncanen bilden den Hauptanteil.

In Probe Nr. 2606 haben die Sandschaler und das kalkschalige Benthos das Übergewicht gegenüber den Globotruncanen. Bemerkenswert ist der individuenmäßig hohe Anteil an primitiven Sandschalern *(Glomospira)*, der in den anderen Proben nicht zu beobachten ist.

Einzelne Proben, z. B. Nr. 2608 und 2609, zeichnen sich durch außergewöhnlich viele Radiolarien aus.

Zur Altersstellung dieser Mergel und zwischengelagerten Sandstein- und Mergelkalkbänke ist an Hand der Mikrofauna folgendes zu sagen:

Das Auftreten von *Gublerina deflaensis* (Sigal) ist nach Wicher & Bettenstaedt (1956, S. 36) auf Santon beschränkt. Das Vorherrschen von *Globotruncana lapparenti* und anderen Formen ihrer Gruppe sowie das Fehlen von einkieligen Globotruncanen deutet auf Santon und schließt Campan aus.

Globotruncana fornicata setzt nach Cita (1948, S. 11) im Santon, *Globotruncana flexuosa* nach Gandolfi (1955, S. 61) im Coniac/Santon ein. *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) beginnt im Santon (De Klasz in Ganss & A., 1956, Tab. 1). Diese Hinweise der Mikrofauna deuten auf ein Alter von Santon hin.

Wie vorher bereits erwähnt, lassen sich an Hand der Mikrofauna keine eindeutig definierbaren Altersunterschiede zwischen den Proben der Basis und denen aus dem Höchsten des aufgeschlossenen Mergelkomplexes erkennen. Die Zusammensetzung der Fauna aus den Proben Nr. 2606 und 2607 (aus dem Höchsten der Mergel), insbesondere die für die Einstufung wichtigen Globotruncanen, weist gegenüber den Proben Nr. 2601, 2602 und 2603 (aus der Basis) keine Unterschiede auf, die eine Unterscheidung in z. B. Unter- und Mittelsanton gerechtfertigt erscheinen lassen. Lediglich die vorherrschend fächerförmigen Typen bei *Gublerina deflaensis* (Sigal) sind nach Wicher & Bettenstaedt (1956, S. 32) als Ausdruck einer stärker fortgeschrittenen Entwicklung zu werten und stratigraphisch höher einzustufen. Dieser eine Hinweis reicht jedoch meiner Ansicht nach nicht aus, um eine klare Altersunterscheidung zu treffen.

Das auch von mir beobachtete Auftreten der Gattung *Aragonia* in den Mergeln des Mühlbaches veranlaßt Oberhauser (1963, S. 29), für einen höheren Teil der Mühlbachgraben-Serie ein Alter von Campan in Betracht zu ziehen.

Hierzu ist zu sagen, daß *Aragonia sp.* von mir in den roten Mergeln bei Mösl und in denselben roten Mergeln im Mühlbach gefunden wurde, also in Schichten, die nur wenige Meter über dem makrofossilreichen grauen Mergel liegen. Und dieser graue Mergel ist durch die in ihm von Katschthaler und von mir gefundenen Makrofossilien eindeutig als ein Schichtglied des Santons, mit großer Wahrscheinlichkeit sogar des Untersantons gekennzeichnet.

Dieses Mergelprofil ist mehr als 200 m mächtig und läßt von der Basis bis zum Höchsten keine deutlichen Altersunterschiede erkennen. Von einem Horizont, der in diesem Profil nur 5 bis 10 m über einem sicheren Santon (Untersanton)-Schichtglied liegt, kann also mit sehr großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß er ebenfalls dem Santon (Untersanton) angehört. So erscheint mir das Auftreten von *Aragonia* in diesen Mergeln nicht zu genügen, um daraus einen Hinweis auf mögliches Campan-Alter abzuleiten.

2) Aus den Gesteinen der Gosau-Schichtfolge am Voldöppberg-Nordhang wurden 5 Dünnschliffe und 5 Schlämmproben untersucht. Die organischen Bestandteile der Festgesteine aus dieser Serie wurden bereits vorher bei der Beschreibung der Dünnschliffe genannt. Die Schlämmproben aus den Mergeln

enthalten durchwegs eine reiche und gut erhaltene Foraminiferenfauna. Da sich die Faunen aus den einzelnen Proben altersmäßig nicht unterscheiden, werden sie ebenfalls in einer Liste zusammengefaßt. Es wurden aus den Proben Nr. 2610, 2611, 2612 bestimmt:

Rhabdammina sp.
Reophax recta Beissel
Ammodiscus cretaceus (Reuss)
Ammodiscus sp.
Spiroplectinata jaekeli Franke
Ammomarginulina sp.
Textularia sp.
Trochammina taylorana Cushm.
Gaudryina pyramidata Cushm.
Heterostomella foveolata (Marsson)
Marssonella oxycona (Reuss)
Rectoglandulina cylindracea (Reuss)
Dentalina gracilis D'Orb.
Dentalina wimani Brotzen
Dentalina cylindroides Reuss
Dentalina nana Reuss
Dentalina sp.
Lenticulina comptoni (Sow.)
Lenticulina sp.
Robulus pondi Cushm.
Astacolus richteri (Brotzen)
Saracenaria triangularis D'Orb.
Marginulina cf. texanensis Cushm.
Vaginulina cf. recta Reuss
Lagena apiculata elliptica Reuss
Neoflabellina rugosa (D'Orb.)
Planularia liebusi Brotzen
Planularia (?) *sp.*
Frondicularia linearis Franke
Frondicularia angustissima Reuss
Frondicularia frankei Cushm.
Frondicularia inversa Reuss
Pleurostomella sp.
Nodosarella gracillima Cushm.
Nodosarella sp.
Ellipsoidella sp.
Gavelinella costata Brotzen
Gyroidina umbilicata (D'Orb.)
Stensioeina exsculpta (Reuss)
Stensioeina pommerana Brotzen
Eponides haidingerii (D'Orb.)
Osangularia texana (Cushm.)
Cibicides sp.
Globigerina cretacea D'Orb.
Globigerinella aspera (Ehrenberg)
Rugoglobigerina cf. glaessneri Gandolfi
Rotalipora sp.
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen

Globotruncana coronata Bolli
Globotruncana flexuosa van der Sluis
Globotruncana concavata (Brotzen)
Globotruncana sp.
Pseudotextularia elegans (Rzehak)
Heterohelix globulosa (Ehrenberg)
Heterohelix aff. globulosa (Ehrenberg)
Gublerina deflaensis (Sigal)
Ostracoden

Die Proben zeigen durchwegs ein ausgewogenes Verhältnis zwischen Sandschalern, kalkschaligem Benthos und pelagischen Formen. In ihren leitenden Foraminiferen zeigt die Fauna die gleichen Züge wie die Faunen der santonen Mergel an der Ache und im Mühlbach. Es wird deshalb für diese Schichten ebenfalls ein Santon-Alter angenommen und eine Zuordnung zur Unteren Gosau getroffen.

Schriftenverzeichnis

Ampferer, O.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit einem Beitrag von Bruno Sander. — Jb. Geol. Bundesanst., **72** (3/4), S. 105—150, 27 Abb., 1 geol. Karte 1:40000, Wien 1922.

Brinkmann, R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. — Mitt. geol. Staatsinst., **15,** S. 1—14, Hamburg 1935.

Cita, M. B.: Ricerche stratigraphiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull'Eocene di Tignale (Lago di Garda). — Riv. Ital. Paleont. e Strat., **54** (2), S. 1—26, Abb. 9; (3), S. 1—18, Taf. 2; (4), S. 1—27, Taf. 3—4, Milano 1948.

Fischer, P.: Geologisch-Paläontologische Untersuchungen im Gosaubecken von Brandenberg in Tirol. — Dipl.-Arb. Mskr., 112 S., 15 Taf., 1 Profiltaf. u. 1 geol. Karte 1:25000, 22 Abb., 4 Beil., Inst. Paläont. hist. Geol. Univ. München 1963.

Ganss, O.: Geologie des Blattes Bergen. Mit einem Beitrag von I. de Klasz (Helvetische Zone), K. Götzinger (Bohrung Bergen I) und F. Vogel (Bodenkundlicher Beitrag). — Geologica Bavarica, **26,** S. 1—164, 1 geol. Karte u. 1 Profiltaf. 1:25000, 7 Abb., 5 Beil., München 1956. (Zitiert als Ganss & A. 1956.)

Gandolfi, R.: The Genus Globotruncana in Northeastern Columbia. — Bull. Amer. Paleont., **36** (155), S. 1—118, 8 Taf., 12 Abb., Ithaca 1955.

Katschthaler, H.: Die Gosau von Brandenberg in Tirol (Vorbericht). — Verh. geol. Bundesanst., **1935,** S. 172—182, Wien 1935.

Kühn, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, **156,** S. 181—200, Wien 1947.

Müller, G.: Beitrag zur Kenntnis der oberen Kreide am nördlichen Harzrande. — Diss., Univ. Göttingen, 35 S., Berlin 1888.

Oberhauser, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. geol. Bundesanst., **106** (1), S. 1—88, 2 Abb., 1 Tab., 1 Karte, Wien 1963.

Schulz, O.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Brandenberger Tales (Tirol). — N. Jb. Geol. u. Pal., Abh., **95,** S. 1—98, Taf. 1—5, 10 Abb., 2 Tab., 1 Kartenbeil., Stuttgart 1952.

Seitz, O.: Vergleichende Stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und in Nordamerika mit Hilfe von Inoceramen. — Congr. Geol. Int., **XX,** Sympos. Cretac., S. 113—129, 1 Tab., Mexico 1961.

Seitz, O.: Die Inoceramen des Santons von Nordwestdeutschland. I. Teil (Die Untergattungen Platyceramus, Cladoceramus und Cordiceramus). — Beih. Geol. Jb., **46,** 186 S., 15 Taf., 39 Abb., Hannover 1961.

Wicher, C. A. & Bettenstaedt, F.: Zur Oberkreidegliederung der bayerischen Innviertelbohrungen. — Geologica Bavarica, **30,** S. 1—54, 3 Abb., 1 Tab., München 1957.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 4 | 145—175 | München, 31. Dez. 1964

Die „Süßwassersande und -mergel" in der ostniederbayerischen Molasse und die Aussüßung des miozänen Brackmeeres

Von Wolf-Dieter Grimm[1])

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung

Die „Süßwassersande und -mergel" in Ostniederbayern wurden — wohl im obersten Helvet — als höchste Einheit der Süßbrackwassermolasse (SBM) abgelagert. Sie gehören zu der großen Aussüßungsfolge, die — im einzelnen rhythmisch differenziert — von der Oberen Meeresmolasse (OMM) bis in die Obere Süßwassermolasse (OSM) reicht und in einer generellen Heraushebung des Gebietes begründet ist. Die Süßwassersande und -mergel können in die Uniosande und die Limnischen Süßwasserschichten gegliedert werden. Während der Ablagerung der (limnisch-) brackischen Uniosande wurde das Brackmeer-Stadium, das für die tieferen Schichten bezeichnend war, von einem Lagunenstadium abgelöst. Gleichzeitig wurde das vorher einheitlich durchströmte Becken in Teilbereiche gegliedert und zur Zeit der Limnischen Süßwasserschichten in eine Seen- und Tümpellandschaft aufgelöst. Schwache brackische Einflüsse dauerten intermittierend noch bis hoch in die Limnischen Süßwasserschichten an.

Summary

The „Süßwassersande und -mergel" (freshwater sands and marls) in Eastern Lower Bavaria make up the top of a series of brackish and freshwater sediments („Süßbrackwassermolasse"). Their age is probably late Helvetian. They are members of a thick sequence of sediments, which was deposited in the course of freshening of the Helvetian sea and comprises deposits between the „Obere Meeresmolasse" (upper marine molasse) and the „Obere Süßwassermolasse" (upper freshwater molasse). Freshening was caused by a general, rhythmically differentiated uplift in that region. The „Süßwassersande und -mergel" may be subdivided into the „Uniosande" (unio sands) below and the „Limnische Süßwasserschichten" (limnic fresh water beds). During the deposition of the (limnic-)

[1]) Anschrift: Dr. W.-D. Grimm, Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität, 8 München 2, Luisenstraße 37.

brackish „Uniosande", the brackish sea phase, significant for the lower part of the beds, was replaced by a lagoonal phase. Synchronously the basin, once passed by uniform currents, was disintegrated, and during the deposition of the „Limnische Süßwasserschichten" it was changed into a district of lakes and stagnant pools. Feeble brackish influences continued intermittently up to the higher parts of the „Limnische Süßwasserschichten".

Inhalt

A. Einleitung 146
1. Problemstellung 146
2. Zur Nomenklatur 148
3. Zur Alterseinstufung 151
B. Verbreitung der Süßwassersande und -mergel in Ostniederbayern 153
C. Ausbildung und Mächtigkeit der Süßwassersande und -mergel 155
1. Uniosande 155
2. Limnische Süßwasserschichten 156
D. Abgrenzung der Süßwassersande und -mergel gegen das Liegende und Hangende . . 157
E. Fossilführung und Fazies der Süßwassersande und -mergel 160
1. Allgemeines 160
2. Uniosande 160
3. Limnische Süßwasserschichten 161
F. Die Aussüßung des Brackmeeres in Ostniederbayern 164
1. Allgemeines 164
2. Mehl-, Glimmer- und Schillsande 166
3. Uniosande 168
4. Limnische Süßwasserschichten 170
5. Fluviatile Süßwasserschichten 172
G. Ergebnisse 172
Literatur 173

A. Einleitung

1. Problemstellung

Nach den Untersuchungen Neumaiers & Wiesenеders (1939) und Zöbeleins (1940) sowie nach den im Beiheft 26 zum Geologischen Jahrbuch (1957) gesammelten Arbeiten waren die wesentlichen petrographischen und stratigraphischen Probleme der Molasse-Schichtfolge in Ostniederbayern geklärt. Unbefriedigend bearbeitet blieb nur der Profilabschnitt zwischen den vollbrackischen Mehl-, Glimmer- und Schillsanden im Liegenden und dem Quarzrestschotter und Nördlichen Vollschotter im Hangenden, nämlich die „Süßwassersande und -mergel" (= Uniosande und Limnischen Süßwasserschichten) als höchste Einheit der Süßbrackwassermolasse sowie die darüber folgenden Fluviatilen Süßwasserschichten als Tiefstes der Oberen Süßwassermolasse. Auch Wittmann (1957) geht in seiner grundlegenden Abhandlung zur Gliederung und Verbreitung der Süßbrackwassermolasse in Ostniederbayern nur am Rande auf diese Serie ein. Die mangelnde Bearbeitung der Süßwassersande und -mergel

sowie der Fluviatilen Süßwasserschichten war unter anderem begründet in ihren schlechten Aufschlußverhältnissen, den ungenügenden paläontologischen Unterlagen, der komplizierten Lagerung und dem raschen petrographischen Wechsel innerhalb der Schichten.

In der Zwischenzeit sind — verstreut in mehreren, zum Teil unveröffentlichten Arbeiten — weitere Beiträge zur Ausbildung und Lagerung dieser brackisch-limnisch-fluviatilen Serie erschienen, vor allem von SCHIESSL (1960, 1962), SUTTER (1960) und SCHAUERTE (1962). Verfasser selbst ist seit Jahren mit sedimentpetrographischen Untersuchungen und — gemeinsam mit Dr. W. R. SCHLICKUM, Oberelfringhausen — mit Fossilaufsammlungen in der Süßbrackwassermolasse beschäftigt. Im folgenden sollen die neuen Ergebnisse in einem Überblick zusammengefaßt werden. Da SCHAUERTE (1962) bereits wichtige Probleme zur Gliederung der Fluviatilen Süßwasserschichten behandelt hat, kann Verfasser sich weitgehend auf die Süßwassersande und -mergel und ihre Grenzverhältnisse gegen das Liegende und Hangende beschränken. Die Molluskenfauna dieser Schichten und die damit verbundenen biologischen Fragen werden zur Zeit von W. R. SCHLICKUM bearbeitet und sollen demnächst gesondert veröffentlicht werden, so daß Verfasser sich in seinen Erörterungen zur Fossilführung auf die Angaben beschränken kann, die zum Verständnis der faziellen Entwicklung des Ablagerungsraumes notwendig sind.[2])

Die Uniosande und Limnischen Süßwasserschichten sind im Zusammenhang mit ihrem Liegenden und Hangenden auch deshalb geologisch so interessant, weil sie lückenlos die allmähliche Aussüßung eines Meeres bis zu dessen Verlandung dokumentieren. Nach den Erörterungen zur Nomenklatur und Altersstellung und nach der Abhandlung der Petrographie und Fossilführung der Süßwassersande und -mergel geht Verfasser ausführlich auf die paläogeographischen und faziellen Probleme dieses Aussüßungsprozesses ein.

---

[2]) Während der Drucklegung vorliegender Arbeit erschien die Veröffentlichung W. R. SCHLICKUMS: Die Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. — Arch. Moll., **93**, S. 1—70, Frankfurt a. M. 1964.

SCHLICKUM geht nach einer ausführlichen und umfassenden Beschreibung der Molluskenfauna (S. 3—37) auch auf die Stratigraphie der Süßbrackwassermolasse ein (S. 37—52). Er sieht (S. 49/50) in den Veränderungen des Biotops während der Ablagerung der Süßbrackwassermolasse ein geradliniges Fortschreiten und Vorrücken der Aussüßung im Rahmen einer Deltabildung und betrachtet den Aussüßungshorizont nur als örtliche Differenzierung dieses einmaligen, einheitlichen Aussüßungsvorganges.

Gegen diese Auffassung SCHLICKUMS sprechen alle geologischen Befunde: Der Aussüßungshorizont, der die brackischen Glimmersande von den ebenfalls brackischen Schillsanden trennt, stellt eine in ganz Ostniederbayern verbreitete, synchrone limnische bis terrestrische Einschaltung mit nur noch schwach brackischen Einflüssen dar. Er dokumentiert für kurze Zeit die Herrschaft des Süßwassers über das Brackwasser, wobei es in einzelnen Inseln sogar zur Verlandung des Beckens kam. Der Aussüßungsvorgang des Miozänmeeres verlief somit nicht einheitlich, sondern zyklisch gegliedert. Die Grenze zwischen beiden Zyklen liegt zwischen dem Aussüßungshorizont und den Schillsanden und ist durch eine überall wirksame abrupte Aufsalzung des Beckens und damit durch einen markanten Sprung im Milieu und in der Fauna gekennzeichnet (s. auch unten, S. 165).

Herrn Professor Dr. R. Dehm, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, danke ich für die Möglichkeit der Drucklegung, Herrn Dr. H. K. Zöbelein, ebendort, für zahlreiche Hinweise bei der Abfassung des Manuskriptes. Mit Herrn Dr. W. R. Schlickum, Oberelfringhausen, verband mich vor allem während unserer gemeinsamen Begehungen in Ostniederbayern ein fruchtbarer Gedankenaustausch.

Abkürzungen: OMM = Obere Meeresmolasse
SBM = Süßbrackwassermolasse
OSM = Obere Süßwassermolasse
Die Ortsangabe der Aufschlüsse erfolgt nach Gauss-Krüger-Koordinaten:
h. = Hochwert
r. = Rechtswert
H. = Höhe ü. NN. der Aufschlußbasis (m).
Kartengrundlage sind Positionsblätter 1:25000 (im Text abgekürzt = Bl.).

2. Zur Nomenklatur

In keinem anderen Abschnitt der Tertiärfolge in Ostniederbayern herrscht eine solche nomenklatorische Verwirrung wie in der (brackisch-)limnischen und fluviatilen Serie, die sich zwischen die vollbrackischen Schichten (Mehl-, Glimmer- und Schillsande) im Liegenden und die fluviatilen Grobschotter (Quarzrestschotter und Nördlicher Vollschotter) im Hangenden einschiebt. Seit v. Gümbel (1887, S. 325) gebraucht jeder Autor — unter anderem Wurm (1937, S. 290 ff.), Kraus (1938, S. 31 ff.), Neumaier & Wieseneder (1939, S. 207 ff.), Zöbelein (1940, S. 246), Grimm (1957, S. 103 ff. u. Abb. 7), Wittmann (1957, S. 79 ff. u. Abb. 9), Schiessl (1960, S. 22 ff.), Sutter (1960, S. 25 ff.), Schauerte (1962, S. 13 ff.) — seine eigene Nomenklatur und Gliederung dieser Schichtenfolge.

Ebenso uneinheitlich erfolgt die Zusammenfassung einzelner Schichtglieder zu Schichtengruppen. Eindeutig ist nur die Grenze der OMM gegen die folgenden brackischen Schichten. Dagegen wird die Abgrenzung der brackischen Schichten gegen die darüber folgenden Süßwasserschichten von den verschiedenen Autoren verschieden vorgenommen, da infolge des allmählichen Übergangs keine objektive, scharf fixierte Grenze zwischen beiden Komplexen gegeben ist. Auch der übergeordnete Begriff „Süßbrackwassermolasse" wird nicht einheitlich verwendet.

Die grundlegende Arbeit zur Gliederung der SBM verdanken wir Wittmann (1957). Verfasser schlägt deshalb vor, zukünftig die Schichtenbezeichnungen und Einteilungsprinzipien Wittmanns innerhalb der SBM streng anzuwenden.

In diesem Sinne — und entgegen Schauerte (1962) — sollten z. B. die Uniosande als Leithorizont an der Basis der „Süßwassersande und -mergel", und zu diesen gehörig, belassen werden, auch wenn die Fazies der Uniosande eher schwach brackisch als limnisch ist.

Es ist zweckmäßig, für die über den Uniosanden folgende obere Serie der Süßwassersande und -mergel, die von Wittmann unbenannt bleibt, den alten Begriff „Limnische Süßwasserschichten" weiterzuverwenden, der sich mit den Definitionen von Zöbelein (1940), Grimm (1957) und Schauerte (1962) deckt.

Im Sinne Wittmanns (1957) und entgegen Schauerte (1962) möchte Verfasser auch die generelle Verwendung des Überbegriffes „Süßbrackwassermolasse" (SBM) vorschlagen, der nicht in allen Veröffentlichungen einheitlich gebraucht und in einzelnen Arbeiten über Niederbayern völlig unterdrückt wird.

Der Begriff „Süßbrackwassermolasse" wurde im Juli 1952 auf einer Molasse-Arbeitssitzung im Bayerischen Geologischen Landesamt erstmals von Lemcke (Autorreferat) aufgrund

seiner Erfahrungen in der deutschen Westmolasse vorgeschlagen. Dieser übergeordnete Faziesbegriff sollte dem raschen Milieuwechsel jener Schichtengruppe gerecht werden, die sich wegen ihres zum Teil brackischen Charakters weder an die OMM noch an die OSM anschließen läßt. Nach Lemcke umfaßt die SBM sämtliche noch irgendwie brackischen Ablagerungen oberhalb der OMM, auch wenn diese durch Süßwassereinschaltungen voneinander getrennt sind. Die Untergrenze ist im allgemeinen scharf, die Obergrenze meist fließend und bisweilen nicht festzustellen.

Von Lemcke und v. Engelhardt & Füchtbauer (1953, S. 35) wird der Begriff „Süßbrackwassermolasse" in die Literatur eingeführt und in der Folge auch von den Bearbeitern des ostniederbayerischen Tertiärs für jene brackischen und limnischen Schichten verwendet, die zwischen der OMM im Liegenden und den fluviatilen, fossilleeren oder -armen Sedimenten der OSM im Hangenden eingeschaltet sind (Neumaier, 1955; Wittmann, 1957). Schauerte (1962) vermeidet wieder den Begriff „Süßbrackwassermolasse" und trennt wie ehedem in brackische „Oncophora-Schichten", darüber „Süßwasserschichten". Ein solcher Schnitt zwischen Oncophoraschichten und Süßwasserschichten muß bei dem vorliegenden allmählichen Übergang willkürlich bleiben, denn beide Schichteinheiten repräsentieren den gleichen, in sich rhythmisch differenzierten Aussüßungsprozeß. Hinzu kommt unser neues Ergebnis, daß die Limnischen Süßwasserschichten keineswegs in rein limnischem Milieu zur Ablagerung kamen, vielmehr intermittierend noch schwach brackische Einflüsse aufweisen, so daß die brackisch-limnische Serie noch mehr, als Wittmann annehmen konnte, der ursprünglichen Definition der Süßbrackwassermolasse nach Lemcke entspricht.

Mit der Verwendung des Überbegriffs „Süßbrackwassermolasse" ist der alte Begriff „Oncophoraschichten" überflüssig geworden. Auf diesen Begriff, der noch von Aberer (1958) und Schauerte (1962) angewandt wird, mag künftig auch deshalb verzichtet werden, weil nach Cicha & Čtyroký (1962, S. 307 ff.) und Schlickum (1963, S. 3) der Gattungsname *Oncophora* hinfällig und durch *Rzehakia* zu ersetzen ist.

Die Grenze SBM/OSM ist im Sinne Wittmanns oberhalb der „Süßwassersande und -mergel" zu legen. Hier werden — wie weiter unten erläutert — die (brackisch-) limnischen Schichten abgelöst von petrographisch abweichenden (limnisch-) fluviatilen Ablagerungen mit gänzlich verändertem Sedimentationsmechanismus. Die Grenze wird unterstrichen durch eine bedeutsame Schichtlücke, die mit flächenhafter oder in tiefen Rinnen einschneidender Erosion einhergehen kann.

Im Gebiet zwischen Inn und mittlerer Rott ist die Schichtlücke zwischen SBM und OSM nicht deutlich markiert. Dadurch besteht eine Diskrepanz zwischen den Auffassungen Grimms (1957) einerseits und Wittmanns (1957) sowie Mayrs (1957) anderseits, wobei ersterer die fossilleeren Sande mit schwachem Kleinkiesgehalt, die im Hangenden der typisch limnischen Serie auftreten, schon zur OSM stellt, während letztere sie noch in die Süßwassersande und -mergel der SBM miteinbeziehen.

Der tiefere Abschnitt der OSM — die zwischen SBM und Quarzrestschotter bzw. Nördlichem Vollschotter eingeschaltete Sand-, Kies- und Mergelserie — soll vorerst im Sinne Zöbeleins (1940), Grimms (1957) und Schauertes (1962) als „Fluviatile Süßwasserschichten" ausgegliedert werden. Verfasser möchte aber darauf hinweisen, daß dieser Begriff unklar und revisionsbedürftig ist, da alle darüber folgenden Kies- und Sandeinheiten der OSM ebenso fluviatil und in Süßwasser entstanden sind und da nach den Ergebnissen Schauertes (1962) der limnische „Hoisberger Mergel" über weite Bereiche und in erheblicher Mächtigkeit den „Fluviatilen Süßwasserschichten" eingeschaltet ist.

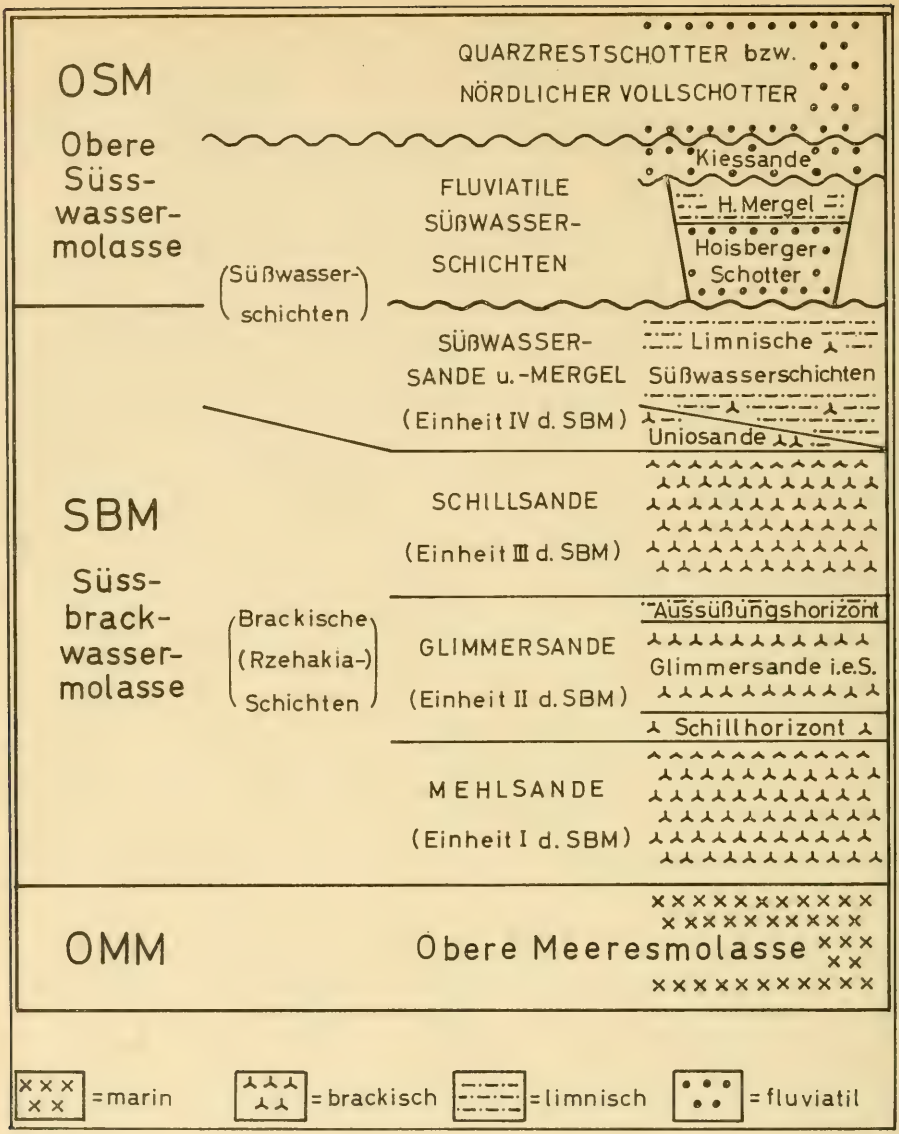


Abb. 1: Gliederung der brackisch-limnisch-fluviatilen Schichtenfolge zwischen Oberer Meeresmolasse und Quarzrestschotter bzw. Nördlichem Vollschotter.

Die Schichtenfolge zwischen OMM und Quarzrestschotter bzw. Nördlichem Vollschotter wäre demnach in möglichst enger Anlehnung an WITTMANN (1957) gemäß Abb. 1 zu gliedern.

3. Zur Alterseinstufung

Die ersten Angaben über das Alter der brackischen und der darüber folgenden limnischen Molasseschichten Ostniederbayerns stammen vom Ende des vergangenen Jahrhunderts (v. Gümbel, 1887, 1894; v. Ammon, 1888; Suess, 1891). Gleichzeitig erfolgten die ersten Faunenvergleiche mit weiter entfernten brackischen und limnischen Vorkommen. Obgleich die Alterseinstufungen und Korrelationen damals zum Teil auf nicht zureichenden stratigraphischen Kenntnissen und überschlägigen Faunenbestimmungen und -vergleichen beruhten, wurden sie von jüngeren Autoren immer wieder zitiert und täuschen gelegentlich — z. B. in der allgemeinen Eingliederung der Limnischen Süßwasserschichten ins Torton — eine nicht gegebene Sicherheit in der Alterszuordnung vor.

Hierzu ein Beispiel: v. Gümbel parallelisiert die Süßwasserschichten von Aich/Bl. Julbach mit dem Horizont der Braunkohlen von Undorf b. Regensburg und ordnet beide in die „Obermiozänstufe der oberen Süßwassermolasse" (1887, S. 308) bzw. in die „sog. Silvana-Stufe" (1894, S. 385) ein. Weder die Parallelisierung beider Schichten noch ihre Eingliederung ins Obermiozän — speziell in die Silvana-Stufe — ist exakt begründet: v. Gümbel (1887) führt von Aich nur eine spärliche, relativ untypische Molluskenfauna ohne *Cepaea silvana* an; Wenz (in Wappenschmitt, 1936, Fossilliste S. 46) fand in Undorf keine sichere *Cepaea silvana*, sondern nur *Cepaea cf. silvana*, die er als Kümmerform deutete. Die Einstufung in die Silvana-Stufe und damit ins Torton ist also — wenn auch die Begleitfauna in Undorf der *Silvana*-Fauna weitgehend entspricht — in beiden Fällen nicht gesichert. Trotzdem wird die Gümbelsche Zuordnung der Schichten von Aich in die Silvana-Stufe später immer wieder als Beweis für tortonisches Alter der Limnischen Süßwasserschichten angeführt. Nachdem Wittmann (1957) nachgewiesen hat, daß die fossilführenden Schichten der Tongrube von Aich nicht den Limnischen Süßwasserschichten, sondern dem Aussüßungshorizont innerhalb der brackischen Schichten angehören, wird in den jüngsten Veröffentlichungen das Torton gar bis zum Aussüßungshorizont hinabgezogen.

Eine sichere zeitliche Einstufung der Süßwassersande und -mergel ins Helvet oder Torton ist bislang aufgrund von Leitfossilien nicht möglich; vielleicht erbringen demnächst die Molluskenbestimmungen von Herrn Dr. W. R. Schlickum aufgrund unserer gemeinsamen Aufsammlungen oder neue Bestimmungen von Kleinsäugerzähnen weitere Erkenntnisse. Vorläufig sind wir über eine direkte Altersbestimmung durch Leitfossilien hinaus noch auf eine Einengung des Alters der Süßwassersande und -mergel durch Vergleich mit den umgebenden Schichten angewiesen. Im folgenden wird gezeigt, daß die bisherige Einstufung der Limnischen Süßwasserschichten ins Torton nicht sicher ist, sondern daß die Ablagerung irgendwann im Zeitraum höheres Helvet + tieferes Torton erfolgte. Dabei sprechen meines Erachtens wesentlich mehr Erwägungen für höheres Helvet als für Torton.

Innerhalb der OMM sind die Mergel von Neuhofen nach Neumaier & Wieseneder (1939, S. 196) „gleichalt oder älter als Helvet"; der Schwerpunkt der Makrofauna in den darüber liegenden marinen Blättermergeln und Glaukonitsanden liegt nach den gleichen Autoren (S. 196) und nach Zöbelein (1940, S. 241) „eindeutig im Helvet". Hagn (1955) stuft aufgrund mikrofaunistischer Untersuchungen den Horizont von Neuhofen ins Unterhelvet ein, die darüber lagernden marinen Sandmergel und Feinsande usw. ins Mittelhelvet. Das gleiche Gliederungsschema wird in der jüngeren Literatur allgemein auch hinsichtlich der Molluskenfauna angewandt, wobei Braumüller (1961, S. 11/12) mit Recht betont, daß diese Einstufungen nach Überein-

kunft erfolgen, paläontologisch aber unsicher sind. Aufgrund von Säugerfossilien ist keine genaue Altersgliederung der OMM möglich; lediglich für ihre höheren Anteile kann burdigales Alter ausgeschlossen werden, da hier abwerfbare Geweihe, z. B. von *Heteroprox*, gefunden wurden, wie sie erst im Helvet auftreten (Dehm, 1951).

Die SBM geht ohne wesentliche Sedimentationsunterbrechung aus der mittelhelvetischen OMM hervor (Wurm, 1937, S. 288; Grimm, 1963, S. 224). Sie dokumentiert einen differenzierten Aussüßungsvorgang ohne erkennbare Schichtlücken zwischen den brackischen und limnischen Anteilen (Neumaier & Wieseneder, 1939, S. 211; Zöbelein, 1940, S. 251). Die Gesamtfolge kann in horizontbeständige Schichten mit trennenden Leithorizonten (Wittmann, 1957) gegliedert werden, deren Alter nicht genau zu fixieren ist. Weder in der Säugerfauna (Dehm, 1951) noch in der Mollusken-Vergesellschaftung wurden Hinweise auf jüngeres Alter als Torton gefunden.

Herr E. Schirm (frdl. Mitt.) sammelte am Isarhang ca. 1 km nordöstlich Niederaichbach (h. = 85.780; r. = 24.750; H. = 372 m) im obersten Meter der Limnischen Süßwasserschichten (? vielleicht schon zu den Fluviatilen Süßwasserschichten gehörig) eine terrestrische Kleinsäugerfauna mit geringem Anteil an wasserlebenden Fossilien, die von Herrn Professor Dr. R. Dehm und Herrn Dr. V. Fahlbusch untersucht wurde; letzterer kommt im Vergleich mit französischen Cricetiden-Faunen zu dem Ergebnis, daß die 4 *Cricetodon*-Arten von Niederaichbach deutlich älter sind als Sarmat und etwas älter als höheres Torton; anderseits sind sie evoluierter als oberburdigale oder unterhelvetische Faunen. Herr Dr. Fahlbusch stuft den Fundort Niederaichbach danach ins tiefere Torton ein; doch scheint auch höchstes Helvet nicht ausgeschlossen.

Nach dem Fauneninhalt der OMM und SBM muß letztere somit in der Zeitspanne höheres Helvet + tieferes Torton zur Ablagerung gekommen sein.

Für die tieferen Glieder der OSM (Fluviatile Süßwasserschichten, Quarzrestschotter, Nördlicher Vollschotter) ist bisher keine exakte Alterseinstufung aufgrund von Leitfossilien möglich. Diese Serie dürfte einen recht weiten Zeitraum repräsentieren, da sie örtlich relativ große Mächtigkeiten (bis 100 m) erreicht und sowohl gegen die Limnischen Süßwasserschichten im Liegenden als auch mehrfach in sich markante Schichtlücken aufweist, teilweise mit tiefgreifendem erosivem Eingriff (Grimm, 1957; Schauerte, 1962).

Eine Alterszuordnung scheint erst wieder für den Süßwasserkalk möglich: Beschoren (1955, S. 62) erwähnt aus Süßwasserkalklagen in Feldspatsanden „schlecht erhaltene Landschnecken . . . , deren Alter nach Zöbelein (unveröffentlicht) Torton sein dürfte"; Batsche (1957, S. 271) stellt richtig, daß es sich dabei nicht um irgendeine Einschaltung in Feldspatsande handelt, sondern um den Süßwasserkalk, der horizontbeständig dem Liegenden Nördlichen Vollschotter aufliegt. Hinweise auf tortonisches Alter des Süßwasserkalkes sind nach Herrn E. Schirm (frdl. Mitt.) auch für den Süßwasserkalk am Isarhang 350 m östlich Wolfstein/Bl. Landshut-Ost gegeben: Nach Bestimmungen des Herrn Notars H. Modell ist für die dort gefundenen 3 Najaden-Arten — auch wenn die Formen nicht auf eine Stufe beschränkt sind — doch ein Torton-Alter wahrscheinlich.

Selbst für den über dem Süßwasserkalk folgenden Hangenden Nördlichen Vollschotter liegen noch Hinweise auf tortonisches Alter vor: Herr P. Gebhardt (frdl. Mitt.) sammelte in einer Mergeleinschaltung in der Kiesgrube ca. 1 km westlich Maßendorf/Bl. Aham im Hangenden Nördlichen Vollschotter ca. 20 m oberhalb des Süßwasserkalkes eine reiche Landschnecken- und Süßwasserfauna; nach den Bestimmungen von Herrn Dr. H. K. Zöbelein spricht dort das Vorkommen von *Pomatias consobrinum* für Torton-Alter der Fundschichten; die gleiche Einstufung wird nach Herrn Notar H. Modell auch aufgrund der gefundenen Najaden-Arten wahrscheinlich.

Wenn der Süßwasserkalk und sogar Teile des Hangenden Nördlichen Vollschotters noch ins Torton zu stellen sind, so dürften der unterlagernde Quarzrestschotter bzw. Liegende Nördliche Vollschotter und die Serie der Fluviatilen Süßwasserschichten das gesamte tiefere Torton zur Ablagerung beansprucht haben, vor allem wenn man die Schichtlücken innerhalb dieser Serie berücksichtigt. Nach diesem stratigraphischen Vergleich bleibt für weitere, tiefere Schichten

kaum noch Platz im Torton; vielmehr dürfte die gesamte SBM — einschließlich der Limnischen Süßwasserschichten, die bislang unbegründet dem Torton zugewiesen wurden — ins höhere Helvet hinabzuverweisen sein.

B. Verbreitung der Süßwassersande und -mergel in Ostniederbayern

In Ostniederbayern sind die Süßwassersande und -mergel (= Uniosande + Limnische Süßwasserschichten) im Dreieck zwischen Donau und unterem Inn etwa östlich des Meridans 12° 55′ über weite Bereiche aufgeschlossen. Die noch von Wittmann (1957, S. 55) angegebenen Verbreitungsgrenzen haben sich nach den neueren Kartierungen (vor allem Schiessl, 1960; Sutter, 1960) als zu eng erwiesen; besonders im Bereich zwischen unterer Vils und Donau reicht die Verbreitung der Limnischen Süßwasserschichten wesentlich weiter nach

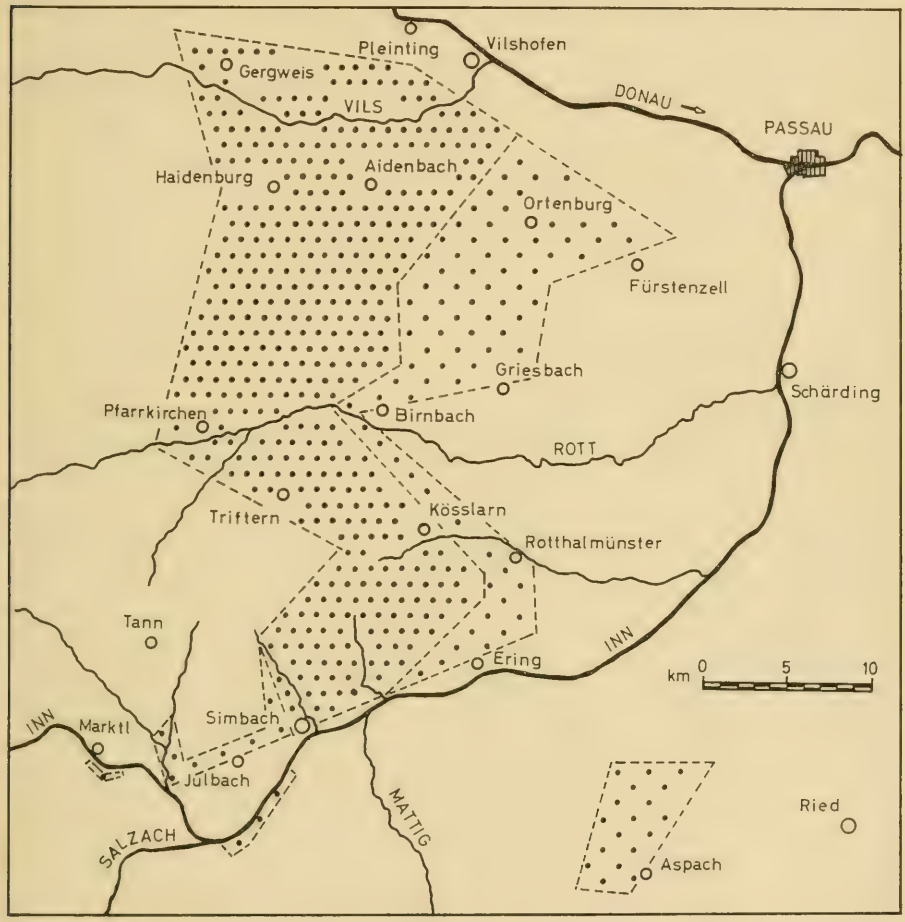


Abb. 2: Aufgeschlossene Verbreitung der Süßwassersande und -mergel in Ostniederbayern (eng punktiert) innerhalb des Verbreitungsgebietes der Süßbrackwassermolasse (punktiert).

Norden als vorher angenommen (s. Abb. 2). Westlich des oben angegebenen Meridians tauchen die Süßwassersande und -mergel unter jüngere fluviatile Schichten ein. Ihr oberer limnischer Abschnitt wird erst wieder angeschnitten im Isartal zwischen Niederaichbach und Zeholfing, dort bei Usterling (Buchner, 1963, S. 9ff.) und Niederaichbach (frdl. Mitt. von Herrn E. Schirm) auch durch limnische Fossilien belegt. Im Osten, etwa östlich der Linie Ering—Rotthalmünster—Birnbach—Griesbach—Füstenzell, sind die Süßwassersande und -mergel einer jungen flächenhaften Erosion zum Opfer gefallen, die dort infolge der Heraushebung des Untergrundes eingriff bis in die tieferen brackischen und marinen Schichten und schließlich — im Neuburger Wald und im Schärdinger Kristallinsporn — bis ins moldanubische Kristallin. In Oberösterreich, östlich des Kristallinsporns von Schärding, sind marine, brackische und limnische Schichten wieder in ähnlicher Ausbildung wie in Niederbayern bekannt. Die Schichtenfolge dürfte hier demnach primär über den Inn hinweg flächig zur Ablagerung gekommen sein.

Im Norden, zwischen Pleinting und Passau, reichen die Süßwassersande und -mergel nicht ganz bis zur Donau. Sie sind hier durch eine schmale Kristallinbarre getrennt von den „Braunkohlentonen", die im südlichen Randbereich des Moldanubikums in Rinnen zur Ablagerung kamen und die nicht mehr zu den Ablagerungen des Molassebeckens gerechnet werden können. Ihre limnische Rinnenfüllung greift bei Rittsteig westlich Passau mindestens bis 335 m ü. NN. ins Kristallin ein, während die viel älteren marinen Ablagerungen des Molassebeckens nur ca. 5 km weiter südlich am Langdobl und Fürstdobl bis zu einer Höhe von 440—445 m aufreichen.

Die Braunkohlentone von Rittsteig entsprechen den zahlreichen Kohletonvorkommen und kleineren Kohlelagern, die am Südrand des Bayerischen Waldes meist unmittelbar dem kristallinen Relief eingelagert sind, z. B. bei Bogen, Straubing, Hengersberg, Schwanenkirchen, Rathmannsdorf, Jägerreuth und Burgholz b. Passau. Diese Vorkommen werden von Klüpfel (1923) und Wappenschmitt (1936) einem schon im Oligozän angelegten System von Urtälern zugeordnet. Dabei wird vor allem zwischen Straubing und Passau eine stärkere Talbildung angenommen, die weitgehend unabhängig ist vom heutigen Donaulauf und diesen oft quer schneidet. Tillmann & Kirschhock (1954) halten es — zumindest für die Vorkommen von Schwandorf — für unwahrscheinlich, daß diese Hohlformen präexistierende oligozäne bis mittelmiozäne Urtalformen darstellen, sondern schließen auf eine Entstehung als tektonische Kleinmulden unter syntektonischer Füllung. Meyer (1956) folgert aus der Gleichartigkeit der Erosionsformen und ihrer Füllungen sowie aus der Gleichzeitigkeit der Braunkohlenbildungen (Leithorizont mit *Sporites sinuosus)* auf ein zusammenhängendes Rinnensystem am Südwestrand des Moldanubikums zur mittel- bis obermiozänen Zeit; er beschreibt die Braunkohlenfloren dieser Rinnen nördlich außerhalb des Molassetroges als altersgleich mit den Floren von Wingrub nördlich Brombach und von Straß b. Simbach/Inn, beide innerhalb der ostniederbayerischen SBM.

Die Vorstellung, daß zur Zeit der Ablagerung der Süßwassersande und -mergel gleichzeitig in einer orographisch gegenüber dem Molassetrog weit übertieften benachbarten Rinne die Kohlentone zur Ablagerung kamen, ist schwierig. Dieses Problem wurde deshalb von den Bearbeitern des Gebietes entweder umgangen oder unbefriedigend interpretiert. Folgende Erklärung wird den vieldeutigen Verhältnissen am Molassenordrand zwanglos gerecht: Der Rand des Molassebeckens war durch eine heute noch in Relikten südlich der Donau nachweisbare Kristallinbarre zwischen Pleinting und Passau getrennt von einem Rinnensystem, das etwa

beckenparallel den Südsaum des Moldanubikums durchschnitt. Vielleicht schon während des Burdigals und dann im Helvet wurden in diesem „Urtalsystem" die vom Moldanubikum abströmenden Wässer gesammelt, abgeleitet und andernorts in einem heute nicht mehr rekonstruierbaren Delta in den Molassetrog eingeschüttet. Im Grenzbereich des Molassebeckens zwischen Pleinting und Passau kam es daher nur ganz untergeordnet von der schmalen Kristallinbarre her zur Sedimentation von moldanubischem Detritus ins südliche Meeres- und Brackwasserbecken. So konnte der Molassetrog — wohl durch Strömungsverdriftung im meist flachen Becken — bis zum Nordrand durch alpinogene Sedimente aufgefüllt werden. Auch die Süßwassersande und -mergel, die über den marinen und brackischen Molassesedimenten folgen, haben an der Kristallinbarre ihre Nordbegrenzung; nördlich der Barre kam es zur Zeit ihrer Ablagerung zur Plombierung der Urtalrinne durch das „Braunkohlentertiär", das räumlich und stofflich keinen Zusammenhang mit den limnischen Molasseschichten erkennen läßt. Erst zur Zeit der Ablagerung des Quarzrestschotters bzw. des altersgleichen Nördlichen Vollschotters — wohl noch im Torton — erfolgte die Überflutung der Kristallinbarre und der plombierten Urtalrinnen und damit eine Erweiterung des alpinen Sedimentationsraumes nach Norden bis weit auf den Bayerischen Wald. Jetzt wird auch die Einschwemmung von moldanubischem Detritus ins Molassebecken möglich, die seit dem Chatt ausgesetzt hatte; es kommt — wohl im Gefolge der Kippung der Beckenachse von west- nach ostvergentem Gefälle bei gleichzeitiger rückläufiger Wanderung des Trogtiefsten nach Süden — erstmals an der Wende Miozän/Pliozän wieder zu einer starken moldanubischen Einschüttung von Feldspatsanden.

C. Ausbildung und Mächtigkeit der Süßwassersande und -mergel

1. Uniosande

Die Uniosande als Basishorizont der Süßwassersande und -mergel sind in lückenhafter Verbreitung und wechselnder Mächtigkeit bis zu 10 m vom Inn im Süden bis zur Vils im Norden aufgeschlossen. Bei den im Vilstal am Nordrand von Bl. Haidenburg anstehenden und fossilbelegten brackischen Sanden handelt es sich nicht — wie Wittmann (1957, S. 69) angibt — um Glimmersande, sondern um Uniosande (Schauerte, 1962, S. 28).

Die Uniosande sind karbonatarme oder -freie, locker gepackte Staub- bis Feinsande von ockergelber Farbe. Sie zeigen vor allem in ihren unteren Partien eine ausgezeichnete, weitspannige Feinschichtung, die durch Glimmerbestege auf den Schichtflächen, durch rhythmischen Wechsel glimmerreicherer und -ärmerer Lagen im Millimeterbereich oder durch reine Glimmerbänder deutlich markiert ist. Neben engblättriger, normal-konkordanter Horizontallagerung sind unruhige, weitgespannte Diagonal- und Kreuzschichtungen, selten auch Bogenschichtung verbreitet. Synsedimentäre subaquatische Rutschungen deuten — wie in den Glimmersanden — auf einen mobilen Beckengrund; dabei mögen die Glimmerlagen im Sediment als Gleitflächen gewirkt haben.

Nach den sedimentpetrographischen Analysen Schiessls (1962) sind die Uniosande sehr gut sortierte Feinmittelsande mit wechselndem Grobsandanteil. Im Vertikalprofil ist gesetzmäßig eine Zunahme der Korngrößen nach oben zu beobachten; regionale Änderungen der Kornverteilung, die auf eine Schüttungsrichtung schließen ließen, wurden dagegen nicht gefunden. Es ist anzunehmen,

daß die nördlich bis nordwestlich gerichteten Schüttungen, die während der Ablagerung der tiefen brackischen Schichten dominierten, auch während der Uniosand-Sedimentation beständig blieben; Schrägschichtungsmessungen an mehreren Aufschlüssen deuten dies ebenfalls an. Die Hornblende-Epidot-Granat-(Apatit)-Schwermineralassoziation der Uniosande weist keine bemerkenswerten Änderungen gegenüber den unterlagernden Schillsanden auf.

2. Limnische Süßwasserschichten

Gegen das Hangende gehen die Uniosande ohne Unterbrechung in die Limnischen Süßwasserschichten über. Diskordante Ausbildung dieser Grenze wurde zwischen Inn und Vils nirgends beobachtet. Die Grenzziehung erfolgt dort, wo die einheitlich ausgebildeten Uniosande oder — bei deren Fehlen — Schillsande abgelöst werden von der unten beschriebenen vielfältigen limnischen Sedimentfolge. Wo die Grenze unscharf ist durch mehrfache Wechsellagerung von Uniosanden und Limnischen Süßwasserschichten — örtlich bis einige Meter mächtig —, sollte die Abtrennung unterhalb der tiefsten markanten Einschaltung von Limnischen Süßwasserschichten erfolgen. Auch noch hoch über der Obergrenze der Uniosande können petrographisch gleichartige Sande in die Limnischen Süßwasserschichten eingeschaltet sein, die sich aber — wenn sie fossilführend sind — im allgemeinen deutlich durch ihre veränderte Faunenvergesellschaftung von den eigentlichen Uniosanden unterscheiden.

Da die Obergrenze der Limnischen Süßwasserschichten zumindest bereichsweise eine Erosionsfläche darstellt, ist es nicht immer klar, ob die aufgeschlossenen Mächtigkeiten primär sind oder sekundär reduziert wurden. Zwischen Inn und Rott beträgt die Mächtigkeit meist 40—60 m. Nördlich der Rott schwankt sie beträchtlich, da die jüngeren fluviatilen Schichten rinnenartig ins Dach der Limnischen Schichten eingreifen können und diese — stellenweise fast bis auf deren Sohle — ausräumen; immerhin treten auch hier abseits der Rinnen verbreitet Mächtigkeiten bis mindestens 40 m auf.

Die Limnischen Süßwasserschichten sind ausgebildet als schwärzliche, braune, graue und grüne Kalkmergel, Mergel, Tone, Sandtone und Sande unterschiedlicher Körnung und Textur. Die Feinschichtung ist mangels Glimmersonderung schwer zu erkennen, die Sedimentpakete scheinen meist massig gelagert. Besonders bezeichnend sind die reich fossilführenden, durch Humussubstanz charakteristisch braun oder kakaograu gefärbten Lagen, zum Teil mit schmalen Braunkohleeinschaltungen. Eine Untergliederung der Limnischen Süßwasserschichten nach derartigen Leithorizonten war bislang noch nicht möglich, vielleicht mangels günstiger Aufschlußverhältnisse.

Die Wechselfolge von Feinsanden und Mergeln ist meist deutlich rhythmisch (vgl. Mayr, 1957, S. 338—340), wobei örtlich die Mergel oder die Sande überwiegen können. Die Korngrößenanalysen der Sande zeigen durchweg gute

Sortierung mit engen Maxima im Feinmittel- oder im Grobmittelsandbereich; vor allem die Feinmittelsande sind deutlich unterschieden von den gröberen fluviatilen Sanden der Oberen Süßwassermolasse. Die Sande der Limnischen Süßwasserschichten führen eine rein alpine Epidot-Granat-Hornblende-Schwermineralassoziation, die sich kaum von den Sanden der tieferen brackischen Schichten und der Uniosande unterscheidet.

D. Abgrenzung der Süßwassersande und -mergel gegen das Liegende und Hangende

Die Süßwassersande und -mergel beginnen über weite Bereiche mit den Uniosanden (Zöbelein, 1940, S. 246). Deren Grenze gegen die unterlagernden Schillsande ist oft scharf, oft aber auch — vor allem im Norden — durch einen bis mehrere Meter mächtigen Übergang gegeben. Eine Schichtlücke konnte nirgends beobachtet werden. Häufig fehlen die Uniosande — wohl im Sinne einer faziellen Differenzierung in der Lateralen — zwischen den Schillsanden und den Limnischen Süßwasserschichten. Das dürfte einer der Gründe sein, weshalb Wittmann (1957) auf eine Ausgliederung der Uniosande als eigene Einheit verzichtete und sie nur als eigenartige Liegendfazies seiner „Einheit IV der Süßbrackwassermolasse" zurechnete.

Die Obergrenze der Süßwassersande und -mergel ist gegeben durch die Auflagerung der „Fluviatilen Süßwasserschichten" (Grimm, 1957; Schauerte 1962). Diese sind gegenüber den unterlagernden Limnischen Süßwasserschichten weitgehend verändert in ihrer petrographischen Zusammensetzung, Körnung und Textur. Gleichzeitig ändert sich auch der Sedimentationsmechanismus grundsätzlich: Die fluviatilen Sedimente zeigen nicht mehr die horizontbeständige Lagerung und lückenlose Sedimentation, die für alle Glieder der Süßbrackwassermolasse typisch waren. Sie bilden im Gegenteil eine oft diskordant ins Unterlagernde eingreifende und in sich verschachtelte, regional stark differenzierte Serie (limnisch-) fluviatiler Psephite, Psammite und Pelite, deren Abgrenzung von der Unterlage und untereinander Schwierigkeiten bereiten kann (s. oben, S. 149). Wegen der unsicheren Grenzziehung in vielen Gebieten wurden Limnische und Fluviatile Süßwasserschichten seit Wurm (1937) in der Einheit der „Süßwasserschichten" zusammengefaßt.

Die Grenzverhältnisse der Süßwassersande und -mergel gegen die darüber folgenden fluviatilen Schichten lassen sich — regional aufgegliedert — etwa gemäß Abb. 3 darstellen. Die Profile sind eingehängt an der Unterkante der Grobschottereinheit Quarzrestschotter + Nördlicher Vollschotter, die auf relativ ebener Unterlage in einheitlicher Schüttung die differenzierte Serie der Fluviatilen Süßwasserschichten überschwemmte. Dabei lassen sich folgende Faziesbereiche ausgliedern:

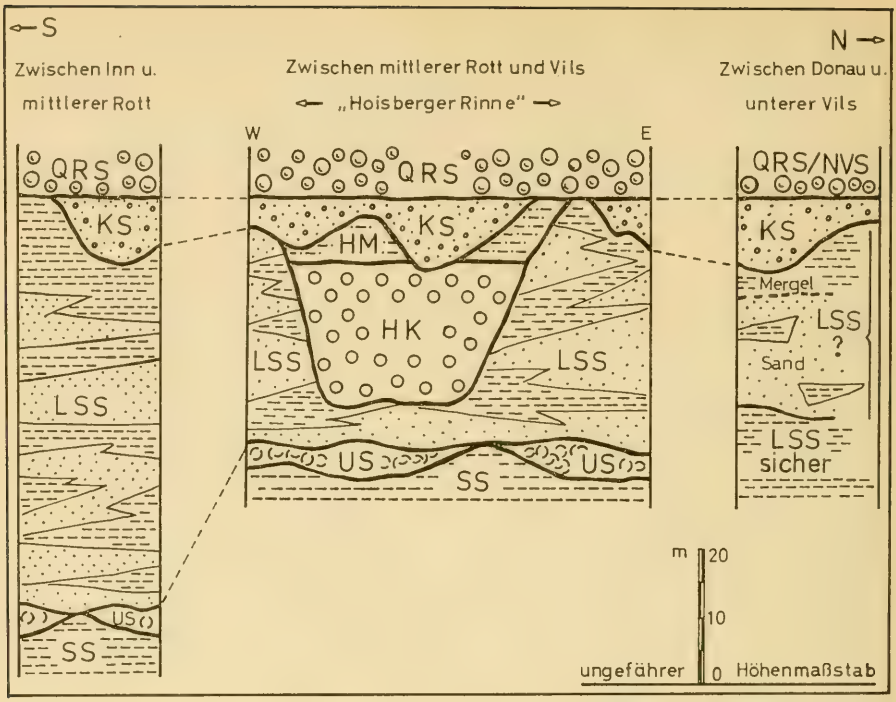


Abb. 3: Schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse der Süßwassersande und -mergel und der Fluviatilen Süßwasserschichten in Ostniederbayern (Bezugshorizont: Unterkante Quarzrestschotter bzw. Nördlicher Vollschotter).

Abkürzungen:

Oberer Abschnitt der Süßbrackwassermolasse

LSS = Limnische Süßwasserschichten
US = Uniosande
SS = Schillsande

Unterer Abschnitt der Oberen Süßwassermolasse

QRS = Quarzrestschotter
NVS = Nördlicher Vollschotter
KS = Kiessande
HM = Hoisberger Mergel
HK = Hoisberger Kies

Zwischen Inn und mittlerer Rott erreichen die Limnischen und Fluviatilen Süßwasserschichten insgesamt Mächtigkeiten bis 60 m. Über den Süßwassersanden und -mergeln folgen hier in relativ geringer Mächtigkeit die Fluviatilen Süßwasserschichten als fein- bis grobsandige, teilweise schwach Feinkies-führende, fossilleere Sedimente von gelber bis rostroter Farbe, im folgenden „Kiessande" genannt. Diese fluviatilen Sande können fehlen, dann liegt der Quarzrestschotter — mit einer Schichtlücke — unmittelbar den Limnischen Süßwasserschichten auf.

Zwischen mittlerer Rott und Vils nimmt die Mächtigkeit der Süßwasserschichten gegen den nördlichen Beckenrand und gegen das tektonische Hochgebiet des Steinkarts allmählich ab. Hier ist über weite Bereiche die gleiche Gliederung wie südlich der Rott mit Uniosanden, Limnischen und Fluviatilen Süßwasserschichten aufgeschlossen (Westhälfte Bl. Haidenburg;

Südostecke Bl. Pfarrkirchen; Nordwesthälfte Bl. Birnbach). In der Südosthälfte von Bl. Birnbach sowie auf Bl. Griesbach fehlen die Süßwasserschichten weitgehend oder völlig; dort liegt der Quarzrestschotter diskordant den brackischen Schichten auf. Der Grund ist in einer tektonischen Heraushebung dieses Gebietes während oder nach der Ablagerung der Süßwasserschichten und vor der Schüttung des Quarzrestschotters zu suchen (Neumaier & Wieseneder, 1939, S. 211; 1. Phase der Rottschwellentektonik nach Zöbelein, 1940).

Dieses Gebiet „normaler" Schichtenfolge wird von einer Rinne mit anders gearteten Sedimenten gequert, die nach Schauerte (1962) von Pfarrkirchen (fragliche Vorkommen) in einem mehrere Kilometer breiten Streifen nach Nordosten verläuft über Hoisberg bis nördlich von Haidenburg und Aidenbach (Schauerte's „Hoisberger Rinne"). An der Basis dieser Rinne tritt bis 15 m mächtig auf den Kartenblättern Pfarrkirchen, Birnbach, Haidenburg und Aidenbach ein heller Klein- bis Mittelkies mit geringem Karbonatgehalt auf, der jünger ist als die Limnischen Süßwasserschichten, in die er sich rinnenförmig tief einschneidet (einziger Fossilfund: *Dinotherium bavaricum* bei Hoisberg/Bl. Haidenburg (Grimm, 1957, S. 137); danach Bezeichnung „Hoisberger Schotter" durch Schauerte (1962)). Der Schotter wird überlagert durch ein meist kalkreiches Stillwassersediment bis 12 m Mächtigkeit, von Schauerte „Hoisberger Mergel" genannt (limnische Fauna von Riegeröd/Bl. Haidenburg mit eingeschwemmten Landwirbeltierresten (Schauerte, 1962, S. 51/52)). Der Hoisberger Mergel ist in die gleiche Rinne eingelagert wie der Hoisberger Schotter und deckt diesen nach oben ab; er unterscheidet sich lithologisch und faunistisch nur geringfügig von den tiefer gelegenen Limnischen Süßwasserschichten. Über dem Hoisberger Mergel folgen — in ein eigenes, unregelmäßig-welliges Erosionsrelief eingebettet — fossilleere bunte Sande mit geringem Kleinkiesgehalt, die wohl den fluviatilen Kiessanden südlich der Rott entsprechen.

Das Verbreitungsgebiet der Schotter und Mergel in der Hoisberger Rinne konnte nach Norden nirgends bis zur Vils durchverfolgt werden; schon an der Südflanke der Vils im Bereich von Pörndorf ist wieder die „normale" Folge aufgeschlossen: liegend Schillsande, darüber knapp 10 m fossilbelegte Uniosande und ca. 35 m Limnische Süßwasserschichten mit reicher Fauna, darüber ca. 15 m fluviatile Kiessande; darüber Quarzrestschotter bzw. altersgleicher Nördlicher Vollschotter. Schauerte (mündliche Mitteilung) hat die Frage aufgeworfen, ob die bislang als „Pliozäne Terrassenschotter" gedeuteten Kiesvorkommen, die sich etwa donauparallel vom Unterlauf der Vils nach Osten bis über Ortenburg hinausziehen, in Wirklichkeit bereichsweise oder ganz zum miozänen Hoisberger Schotter gehören; das Problem ist bisher trotz der Spezialkartierungen und sedimentpetrographischen Vergleiche Schauertes ungelöst geblieben.

Zwischen Vils und Donau, auf den Positionsblättern Gergweis und Pleinting, sind als Tiefstes limnische Sedimente aufgeschlossen, an einer Lokalität (Schwarzmair/Bl. Pleinting; h. = 82.440; r. = 79.620; H. = 360 m) reich fossilführend (Schiessl, 1960, S. 15); sie sind eindeutig den Limnischen Süßwasserschichten zuzuordnen. Darüber folgen mit langsamem Übergang ca. 15—20 m mächtige, fein- bis mittelkörnige Sande, fossilleer, gelegentlich mit Mergeleinschaltungen; sie sind im obersten Teil manchmal gröber, zum Teil spärlich Kleinkies-führend. Die Sande werden überlagert durch ein ca. 10 m mächtiges Paket von Mergeln und Staubsanden, das in Forsthart an drei Stellen eine Landschneckenfauna geliefert hat; in einem der Aufschlüsse (h. = 89.460; r. = 74.860; H. = 378 m) wurden außerdem Schlangenwirbelfragmente, Landschildkrötenplatten, viele Säugerknochenreste und Kleinsäugerzähnchen gefunden (Sutter, 1960, S. 21 ff.). Die über mindestens 10 km West-Ost-Erstreckung konstant dreigegliederte Folge dürfte insgesamt den Limnischen Süßwasserschichten gleichzustellen sein; die veränderten Faziesverhältnisse — vor allem die relativ eintönige und grobkörnige Sandfolge und die Landfauna der oberen Mergel — lassen sich durch den Einfluß des Nordrandes des Molassetroges erklären. Es ist aber auch denkbar, daß die Sande und oberen Mergel Äquivalente des Hoisberger Schotters und Mergels enthalten.

Diese dreigegliederte Folge wird im Hangenden überdeckt durch kleinkieshaltige sterile Sande, die nach Ausbildung und Lagerung den Kiessanden entsprechen und — wie überall südlich — in ein Relief eingelagert sind. Darüber folgen Quarzrestschotter bzw. Nördlicher Vollschotter.

E. Fossilführung und Fazies der Süßwassersande und -mergel

1. Allgemeines

Die von Wittmann gesammelte limnische Fauna der Uniosande und der darüber folgenden Limnischen Süßwasserschichten dürfte einer der Gründe gewesen sein, weshalb Wittmann (1957) beide Schichten zur „Einheit IV der Süßbrackwassermolasse" zusammenfaßte. Schauerte (1962) hingegen fand in den Uniosanden neben den limnischen noch brackische Fossilien, unter anderem Cardiiden und *Rzehakia* (= „*Oncophora*" auct.); er gliederte die Uniosande als selbständigen Horizont aus und stellte sie wegen ihres brackischen Einschlages noch zu den Oncophora-Schichten. Inzwischen ist durch Sutter (1960) und durch meine eigenen Fossilaufsammlungen gemeinsam mit Dr. W. R. Schlickum nachgewiesen worden, daß brackische Fossilien in einzelnen Horizonten auch noch bis in die Limnischen Süßwasserschichten reichen. Demnach enthalten die Uniosande wie die Limnischen Süßwasserschichten brackische und limnische Arten, wenn auch in unterschiedlicher Verteilung. Die Salinitätsunterschiede sind somit geringer, als von Schauerte angenommen; deshalb kann die Wittmannsche Gliederung, in der Uniosande und Limnische Süßwasserschichten in einer Einheit (IV) innerhalb der Süßbrackwassermolasse zusammengefaßt werden, entgegen Schauerte beibehalten werden.

Einzelheiten zur Fauna und Biologie der behandelten Schichten sowie genauere Artenbeschreibungen sind in der monographischen Behandlung der Molluskenfauna durch W. R. Schlickum nachzulesen, die soeben erschienen ist (vgl. oben, Fußnote S. 147).

2. Uniosande

Der Fossilgehalt der Uniosande setzt sich aus brackischen und limnischen Formen zusammen. Auf dieses Nebeneinander weist vor Schauerte (1962) schon Kraus (1938, S. 30) hin; er beschreibt bei Aspertshub südlich Kösslarn *Unio* neben *Oncophora* und *Cardium* und zieht Vergleiche mit der heutigen Faunengesellschaft in der östlichen Ostsee, wo auch Unioniden *(Anodonta)* inmitten der brackischen Ostseefauna anzutreffen sind.

Bei unseren Aufsammlungen wurden die namengebenden Unioniden in vielen Aufschlüssen der Uniosande gefunden; sie können andernorts in gleichartigen Sanden aber auch fehlen (Wittmanns „Äquivalente der Uniosande" (1957 S. 80)). Vereinzelt kommen Landschnecken vor, wohl eingeschwemmt.

In bestimmten Lagen sind Blattabdrücke, Rollhölzer und Holzmulm häufig. Im Gegensatz zu den unterlagernden Schillsanden, in denen Schillagen und Vollpflaster die Regel sind, liegen die Fossilien in den Uniosanden meist einzeln oder in Streupflastern und nur selten in Schillbänken und -schmitzen eingebettet.

Typisch für die Uniosande ist der Fossilgehalt im Aufschluß Kelchham/Bl. Pfarrkirchen (h. = 68.310; r. = 72.050; H. = 400 m; s. auch Zöbelein, 1940, S. 246).

Lage des Aufschlusses: Ostböschung des Grabens zwischen Kelchham und Kühstetten, unterhalb des Weges, alte Sandgrube, 3,5 m hoch, 5 m breit, teilweise verrutscht.

Sediment: Uniosande, feinmittelkörnig, sperrig, reich an fein- bis grobschuppigem Muskovit, Biotit und Chlorit. Anreicherung der Glimmer in einzelnen Lagen bis zu mehreren cm Mächtigkeit. Schichtung durch Glimmertapeten im mm- bis cm-Abstand deutlich markiert, unten überwiegend horizontal; nach oben auch intensive und weitgespannte Schräg- und Kreuzschichtung oder Bogenschichtung im cm- bis dm-Bereich.

Fossilien sind reichlich ins Sediment eingelagert, unten meist einzeln und in Streupflastern, nach oben zunehmend auch in schmalen Bänken. Brackische und limnische Arten liegen meist in getrennten Schichten, können aber auch nebeneinander und zusammen mit eingeschwemmten terrestrischen Fossilien im gleichen Horizont vorkommen. Gefunden wurden häufig *Melanopsis*, Congerien, Unioden und Hydrobiiden; daneben Cardiiden und *Rzehakia*; vereinzelt *Theodoxus* und *Cepaea*; außerdem abgeschliffene Austernbruchstücke und 1 Haifischzahn (wohl eingedriftet) sowie Pflanzenabdrücke und Holzmulm.

3. Limnische Süßwasserschichten

Die über den Uniosanden folgenden Limnischen Süßwasserschichten enthalten durchweg eine wesentlich artenreichere Fauna als die Uniosande und bezeugen damit schon die fortgeschrittene Aussüßung (Artenminimum im Brackwassermilieu, s. u.). Vor allem in den braunen, humosen Bändern ist eine arten- und individuenreiche Schnecken-, daneben Muschelfauna angereichert, wobei die Schalen meist diagenetisch verdrückt, oft auch als Zerreibsel wirr ins Gestein eingelagert sind. Knochenreste und Zähne, meist von kleinen bis mittelgroßen Säugern, sowie Fischreste und Schildkrötenpanzerteile wurden nicht selten gefunden. Pflanzenfossilien sind häufig; gelegentlich kam es zu Braunkohlebildungen in schmalen Flözen.

Meyer (1956) beschreibt im Rahmen seiner pollenanalytischen Bearbeitung jungtertiärer Braunkohlenbildungen in Bayern und Oberösterreich auch die Flora der Limnischen Süßwasserschichten Ostniederbayerns (Aufschlüsse mit braunkohligen Schichten bei Wingrub nördlich Brombach und bei Oberbirnbach). Die Floren sind gekennzeichnet durch einen großen Gehalt an *Inaperturopoll. dubius*, *Triatriopoll. coryphaeus* sowie regelmäßige Anreicherung von *Tricopoll. henrici* und *librarensis*; sie entsprechen in ihrer Zusammensetzung den Braunkohlenfloren der tieferen, vollbrackischen Schichten von Straß b. Simbach/Inn sowie den Kohlevorkommen nördlich außerhalb des Molassetroges bei Wackersdorf, Undorf, Schwanenkirchen, Jägerreuth und Rittsteig. Meyer schließt aufgrund der einheitlichen Flora auf Altersgleichheit all dieser „älteren Braunkohlen" und kommt — in Korrelation mit den altersmäßig bekannten kohlehaltigen Schichten der südlichen Oberpfalz (Wappenschmitt, 1936) und der niederbayerischen Molasse (Neumaier & Wieseneder, 1939; Zöbelein, 1940) — zu helvetischem bis tortonischen Alter (s. auch oben S. 151, 154).

Die Fauna der Limnischen Süßwasserschichten wurde bisher als rein limnisch beschrieben. Nur Sutter (1960, S. 12) erwähnt aus einer Mergelgrube südlich Fögelsberg/Bl. Gergweis (h. = 84.350; r. = 71.960; H. = 365 m) eine Fauna, die nicht typisch limnisch entwickelt ist, sondern auf limnisch-brackisches Milieu hinweist (Höhe des Fossilhorizontes ca. 370 m). Sutter sammelte „Helix, Melanopsis, Dreissensia, Unio, Cardium und Oncophora (?)" sowie „nicht bestimmbare Knochenreste".

Der Aufschluß Fögelsberg liegt nahe einer ca. Nordost-streichenden Störung, an der die Nordwestscholle nach Sutter (S. 71) um 12—15 m, nach Schauerte (1962, Abb. 12) um 15 m abgesunken ist. Auf der gehobenen Südostscholle — ca. 2 km östlich der Mergelgrube von Fögelsberg — konnte Schauerte (S. 28 u. 103) die Grenze Uniosande/Limnische Süßwasserschichten bei 365 m festlegen. Den Aufschluß Fögelsberg, der knapp nördlich des von ihm bearbeiteten Blattes Haidenburg liegt, erwähnt Schauerte nicht.

Wenn der Aufschluß Fögelsberg — wie von Sutter kartiert — zur Nordwestscholle gehört, liegt seine fossilführende Schicht ca. 20 m oberhalb der Grenze Uniosande/Limnische Süßwasserschichten; auch wenn der Aufschluß zur höheren Südostscholle gehören würde, wie man aus

den Karten Schauertes schließen könnte, läge die Fossilschicht innerhalb der Limnischen Süßwasserschichten, wenn auch nur ca. 5 m über deren Basis.

Neue Fossilaufsammlungen des Verfassers bestätigten und ergänzten die wichtigen Befunde Sutters. In der ca. 6 m hohen und ca. 18 m breiten, weitgehend überrutschten und zugewachsenen Grube bei Fögelsberg wurde vom Liegenden zum Hangenden folgendes Profil aufgenommen:

Unten 4,5 m erschürft typische Sedimente der Limnischen Süßwasserschichten, fossilleer, in mehrfacher rhythmischer Wechsellagerung: Mergelsande, schokoladenbraun, stark glimmerig, feinsandig, blätterig brechend; Steinmergel, hellgrau, kaum glimmerstaubig, wechselnd kalkig bis zu Mergelkalk, durchsetzt von harten Kalkkonkretionen; mergeliger Schluffsand, grüngrau, glimmerstaubig, Schichtung angedeutet, sekundär durchsetzt von Kalkmergel, hellgrau; Sand, staub- bis feinkörnig, feinglimmerig, blätterig geschichtet, hellgraubeige und grünlich; Sand, fein- bis mittelkörnig, mäßig mittelglimmerig, hellbeigegrau, ungeschichtet erscheinend.

0,4 m Mergelkalk, grauweiß, in kalkigeren Partien auch weiß, ungeschichtet, schwach schluffig und glimmerstaubig, mürbe, fossilleer, übergehend in

0,2 m Mergelton, unten beige, nach oben olivgrau bis dunkelgrün, schwach schluffig und staubglimmerig, speckig; an mehreren Stellen Unioniden eingelagert, durchweg Doubletten.

0,3 m Schluffmergel, zum Teil schwach staub- bis feinsandig, hellolivgrau, nach oben zuerst zunehmend sekundär-kalkig, dann allmählich verlehmend. An der Basis dieser Bank schillartige Anreicherung von Molluskenschalen, vor allem *Congeria* (z. T. doppelklappig) und *Galba*. In höheren Teilen der Bank als Einzelschalen, seltener auch in Schmitzen angereichert *Rzehakia* (= „*Oncophora*" auctorum) und Cardiiden, oft doppelklappig.

Oben 0,5 m Schwemmlehm mit Sand und Mergelbrocken aus dem Untergrund.

Insgesamt ist also im obersten Meter des Grubenprofils von Fögelsberg eine allmähliche Verbrackung des limnischen Sedimentes nachgewiesen, wobei der Unioniden-Horizont noch Süßwasser belegt, der Congerien-*Galba*-Horizont bereits schwach brackischen Einschlag, die *Rzehakia*-Cardiiden-Schicht dagegen schon plio- bis brachyhalines brackisches Milieu. Die Artenarmut bei gleichzeitigem Individuenreichtum in den einzelnen Schichten sowie die Doppelklappigkeit der Muscheln schließen Umlagerungen größeren Ausmaßes aus: Die Mollusken müssen nahe dem Ort ihrer Einbettung gelebt haben.

Brackische Einflüsse in den Limnischen Süßwasserschichten konnten — außer in Fögelsberg — auch in mehreren anderen Aufschlüssen konstatiert werden, vor allem in Asenberg (h. = 49.530; r. = 76.450; H. = 445 m; s. auch Mayr, 1957, S. 340), Steinbach (h. = 61.030; r. = 75.900; H. = 425 m), Walksham (h. = 62.510; r. = 75.350; H. = 390 m), Unterplaika (h. = 63.740; r. = 75.590; H. = 395 m), Oberbirnbach (h. = 72.170; r. = 80.080; H. = 445 m). Auf erhöhte Salinität weisen hier *Melanopsis* sowie bestimmte Congerien und Cardiiden. Vereinzelt fanden sich auch Pholaiden, die — wohl in Holz eingebohrt — verdriftet wurden und die Verbindung zum offenen Meer beweisen. Der größere Teil der Aufschlüsse liegt im untersten Abschnitt der Limnischen Süßwasserschichten, teilweise dicht über den Uniosanden; Asenberg, Steinbach und wahrscheinlich Fögelsberg liegen höher im Profil. Die besprochenen Fossilien treten in bestimm-

ten Bändern angereichert auf, während andere Bänder der gleichen Aufschlüsse reine Süßwasserfauna führen.

Bei Usterling (h. = 91.850; r. = 47.900; H. = 355 m) an der unteren Isar — westlich außerhalb des geschlossenen Verbreitungsgebietes der Süßbrackwassermolasse in Ostniederbayern — werden Limnische Süßwasserschichten vom Isartal angeschnitten. Dort fand BUCHNER (1963, S. 12ff.) neben Säugerknochensplittern, Resten von Knochenfischen, Land- und Süßwasserschnecken und verschiedenen Süßwasserostrakoden auch mehrfach den Ostrakoden *Candona suevica* STRAUB. *C. suevica* wurde von STRAUB (1952) in den Kirchberger Schichten bei Ulm nur in rein brackischen Congerienschichten gefunden, für die STRAUB mesohalines Brackwasser mit 5 — ca. 9% Gesamtsalzgehalt annimmt; in den dortigen brackisch-limnischen „Übergangsschichten" und in den ganz ausgesüßten „Sylvanaschichten" fehlt *C. suevica* ganz. Ihr Auftreten in Usterling deutet somit dort ebenfalls auf brackische Einflüsse in den Limnischen Süßwasserschichten, weit über deren Untergrenze.

In anderen Aufschlüssen der Limnischen Süßwasserschichten — ebenfalls zum Teil dicht über deren Basis, zum Teil höher gelegen — fehlen brackische Einflüsse ganz, etwa in Thalham (h. = 49.760; r. = 76.880; H. = 440 m); Fuchsöd (h. = 62.240; r. = 82.460; H. = 500 m); Woching (h. = 64.870; r. = 70.880; H. = 375 m); Schindergraben bei Pfarrkirchen (h. = 66.680; r. = 70.650; H. = 395 m); Schwarzmair (h. = 87.440; r. = 79.620; H. = 362 m). Einige dieser Aufschlüsse zeichnen sich durch einen Gehalt an eingedrifteten Landschnecken aus (z. B. Woching, Schindergraben) und bezeugen auch hierdurch die fortgeschrittene Aussüßung und beginnende Verlandung. Ob die Schichten von Niederaichbach (h. = 85.780; r. = 24.750; H. = 372 m) mit einer überwiegend terrestrischen Fauna und die Schichten von Forsthart (h. = 89.460; r. = 74.860; H. = 375—380 m) mit einer ausschließlich terrestrischen Fauna noch zu den Limnischen Süßwasserschichten gehören oder bereits zu den Fluviatilen Süßwasserschichten gestellt werden müssen, ist unsicher.

Insgesamt sind also die Limnischen Süßwasserschichten wie die Uniosande durch das Neben- und Übereinander brackischer und limnischer Schichten gekennzeichnet, wobei in den Uniosanden wohl die brackischen, in den Limnischen Süßwasserschichten stark die limnischen Einflüsse vorherrschen. Die brackischen Einflüsse bleiben demnach bis hoch in die Limnischen Süßwasserschichten hinauf bestehen, sind aber nur intermittierend und kurzdauernd wirksam und werden nach oben zunehmend vom limnischen Milieu verdrängt. Die zahlreichen Pflanzenfossilien sowie die Funde von Landschnecken und Landsäugern in mehreren Aufschlüssen deuten darauf hin, daß es während der Ablagerung der Limnischen Süßwasserschichten — ähnlich wie beim tiefer gelegenen Aussüßungshorizont — bereits zum kurzfristigen Auftauchen von Inseln über den (brackisch-)limnischen Seenbereich kam. Die Sedimentationsunterbrechungen sind jedoch so kurz, daß in den Aufschlüssen niemals tiefer greifende Erosionsdiskordanzen nachgewiesen werden konnten.

F. Aussüßung des Brackmeeres in Ostniederbayern

1. Allgemeines

Uniosande und Limnische Süßwasserschichten gehören zu dem großen Aussüßungsprozeß, der von der Ablagerung der OMM über die verschieden salinaren brackischen und limnischen Glieder der SBM bis zur völligen Aussüßung und teilweise Verlandung zur Zeit der Sedimentation der fluviatilen OSM reicht. Der Grund für diesen großen Aussüßungsvorgang dürfte in einer orographischen Heraushebung gelegen haben, die zuerst zur Abtrennung eines brackischen Beckens vom großen Binnenmeer der Paratethys führte. Aktualgeologische Vergleiche mit dem Schwarzen Meer, dem Kaspisee und dem Aralsee liegen nahe; diese großen Binnenmeere sind ja ebenfalls verbrackte Restbecken der großen Paratethys, die noch im Mittelmiozän von Frankreich über Süddeutschland und das Donaugebiet bis zum Aralsee reichte und — nach der Regression im Obermiozän — zum Sarmatischen Meer schrumpfte. In den Brackmeeren des pontokaspischen Gebietes können wir noch heute die verschiedenen Stadien der Verbrackung, die durch den langsamen geologischen Übergang vom Meer zum Süßwasser bedingt sind, studieren und finden dabei nicht nur in Sedimentationsvorgängen, sondern auch in bestimmten Reliktformen der Molluskenfauna — besonders Cardiiden und Dreisseniden — Vergleiche zum niederbayerischen Brackwasserbecken. Vor allem zum Aralsee, der trotz seiner Fläche von ca. 65 000 km² nur eine Tiefe bis maximal 70 m aufweist, bestehen Analogien, z. B. in der Artenarmut der Fauna oder im geringen Salzgehalt, der extrem 12—14‰ erreicht und an der Mündung der Flüsse im Süden bis auf fast limnisches Milieu zurückgeht (vgl. Remane, 1958, S. 156ff.).

Die Verbrackung des Molassemeeres setzte in Niederbayern im höheren Helvet ein, wohl nach einer tektonischen Hebungsphase, die zur paläogeographischen Umgestaltung des Beckens führte und die marine Epoche abschloß. Es kam zur Herausbildung eines brackischen Teilbeckens, das nicht völlig vom östlichen Meer isoliert war. Vielmehr dürften bis zur gänzlichen Aussüßung zumindest intermittierend Verbindungen offen gestanden haben, wie der zyklische Wechsel ausgesüßter und erneut brackischer Horizonte beweist. Der markanteste Einbruch von Salzwasser wird dabei durch die Ablösung des kaum noch brackischen Aussüßungshorizontes durch die wieder plio- bis brachyhalinen Schillsande dokumentiert.

Der mehrfache Wechsel brackischer und limnischer Horizonte ist dadurch bedingt, daß die Hebung nicht in einer einfach gerichteten Aufwärtsbewegung erfolgte, sondern unter rhythmischem Auf und Ab des Beckenbodens.

Solche rhythmische Sedimentation stellt nicht nur ein Charakteristikum für die Süßbrackwassermolasse, sondern allgemein für die Molasse dar. Das kann anhand zahlreicher weiterer, örtlich und zeitlich streuender Beispiele im Alpenvorland belegt werden. Dabei haben sich stets Rhythmen unterschiedlicher Zeitdauer überlagert: Großrhythmen mit Sedimentfolgen von Dekametern bis Hunderten von Metern und kleinrhythmische Folgen im cm- bis m-Bereich.

Der Nachweis großrhythmischer Bewegungen ist meist möglich, da die großangelegten Schaukelbewegungen durchweg von Umwandlungen im Sediment (Korngrößenwechsel, Änderungen der chemischen Ausfällungen) und im Milieu (Umschlag marin-brackisch-süß mit entsprechendem Faunenwechsel) begleitet werden.

Kleinrhythmische Bewegungen hingegen bleiben meist ohne Einfluß auf Sedimentation und Milieu. Sie dokumentieren sich nur unter bestimmten Voraussetzungen:

(1) wenn die Gleichgewichte im Sedimentationsraum a priori so labil sind, daß schon geringfügige Beckenschwankungen zu wirksamen Veränderungen führen (litho- und milieufazielle Grenzsituationen);

(2) wenn grundaufwühlende Strömungen im Becken fehlen, so daß die geringmächtigen kleinrhythmischen Sedimenteinheiten unzerstört erhalten bleiben können.

Diese Voraussetzungen sind vor allem in aussüßenden oder verlandenden brackischen Seebecken gegeben, wo schon geringe Zuflüsse zu Salinitätsänderungen in Richtung marinen oder süßen Milieus führen können und wo durch die beginnende Auflösung des Beckens keine einheitlichen und damit erosiv wirksamen Strömungen aufkommen können. Auf kleinzyklische Sedimentationsformen in brackisch-limnischem Grenzmilieu ist Verfasser schon früher bei der Beschreibung der Unteren und Oberen Cyrenenschichten in der schwäbischen Molasse eingegangen (1957a, S. 13/14 u. 17).

Während der Ablagerung der OMM, der tieferen, vollbrackischen Glieder der SBM und der OSM stellte der niederbayerische Raum jeweils ein großflächiges Becken mit einheitlich marinem oder brackischem oder süßem Milieu dar, in dem nur die über mehrere Dekameter Mächtigkeit reichenden Großrhythmen im Sediment abgebildet wurden. Sie treten in der SBM als Aussüßungszyklen auf:

(1) Mehlsande + Glimmersande + Aussüßungshorizont;

(2) Schillsande + Uniosande + Limnische Süßwasserschichten.

In der OSM sind sie als Sedimentationszyklen dokumentiert, meist mit einer Korngrößenabfolge von grob nach fein mit jeweils abschließendem Hiatus:

(1) Hoisberger Schotter + Mergel;

(2a) Basissande + Schotter + Decksande des Quarzrestschotters;

(2b) Liegender Nördlicher Vollschotter + Süßwasserkalk-Decke;

(3) Hangender Nördlicher Vollschotter + Sandmergeldecke;

(4) Südlicher Vollschotter + Hangendserie.

Zur Abbildung kleinzyklischer Bewegungen kam es in solchen milieumäßig stabilen und großflächigen Ablagerungsräumen aber kaum.

Im Gegensatz zu diesen Zeiten gleichbleibender Sedimentation und stabilen Milieus stehen jene Umbruchsperioden der höheren SBM, in denen die Brackwassersee aussüßte und das einheitliche Becken in eine zerstückelte Seenplatte umgestaltet wurde. Hier reagierte der Ablagerungsraum auch auf die kleinrhythmischen Beckenschwankungen so sensibel, daß nicht nur Sedimente unterschiedlicher Körnung und chemischer Beschaffenheit resultierten, sondern auch das Milieu und damit die Fauna immer wieder rasch und durchgreifend verändert wurden. Solche kleinrhythmischen Vorgänge sind im Sediment und in der Fauna der SBM erstmals aufgezeigt in den obersten Glimmersanden und im Aussüßungshorizont, die ja orographisch etwa im Bereich des Meeresspiegels zur Ablagerung kamen. Mit der erneuten Absenkung des Beckens zu Beginn der Schillsande geht

auch die Dokumentation kleinrhythmischer Beckenschwankungen wieder verloren. Erst zur Zeit erneuter Aussüßung und beginnender Verlandung in den Limnischen Süßwasserschichten kommt es wieder zu kleinrhythmischer Abfolge von groben bis feinen Sedimenten oder von brackischem bis limnisch(-terrestrischem) Milieu.

Bedingt durch diese rhythmischen Auf- und Abbewegungen des Beckens ist der Umschlag von den Brackwasser- zu den Süßwasserschichten in Ostniederbayern weder im Sediment noch im Milieu ein plötzlicher, scharf akzentuierter. Ein erstmaliger, kurzfristiger Ansatz zur Aussüßung ist bereits im Aussüßungshorizont gegeben. Die dauerhafte Aussüßung wird aber erst in den Uniosanden eingeleitet und allmählich in den Limnischen Süßwasserschichten vollendet.

Die Ausdehnung des brackisch-limnischen Beckens über die heutige Übertage-Verbreitung in Ostniederbayern und Oberösterreich hinaus ist im einzelnen unbekannt, wenn auch durch Erdölbohrungen eine Fortsetzung nach Süden, Westen und Osten bewiesen ist. Schon früh ist die Frage aufgeworfen worden, ob eine Verbindung zwischen den brackischen Ablagerungen von Ostniederbayern und Oberösterreich mit den etwa zeitgleichen und faziell ähnlichen Sedimenten um Ulm, von Niederösterreich und von Mähren bestanden hat. v. Gümbel (1887, S. 324 ff.) schloß auf direkte, dauernde Verbindung der Gewässer des oberen Donaubeckens mit jenen von Ulm — Horn und von Mähren. Dagegen weist schon v. Ammon (1888, S. 21) darauf hin, daß die Artengesellschaft in den niederbayerischen Schichten neben den allgemeinen Zügen der Kirchberger Fauna noch einen besonderen Lokalcharakter trägt. Papp (1955, S. 131/132) schließt aus den Formen von *Rzehakia* (= „*Oncophora*" auct.), aus der Entwicklung der Cardiiden und aus der übrigen Begleitfauna, daß die brackischen Schichten von Oberösterreich und Niederbayern innerhalb eines kurzen Zeitraumes in einem zusammenhängenden Becken zur Ablagerung kamen. Dagegen treten Unterschiede gegenüber den Faunen von Guntersdorf/Niederösterreich und von Mähren auf, so daß Papp auf zwei Faunengebiete ohne direkte Verbindung schließt: ein westliches in Süddeutschland und Oberösterreich und ein östliches in Niederösterreich und Mähren. Zusätzliche Diskrepanzen treten zwischen der Fauna der Kirchberger Schichten um Ulm und jener von Niederbayern und Oberösterreich einerseits und zwischen Niederösterreich und Mähren andererseits hinzu, wobei Papp es als derzeit nicht entscheidbar ansieht, ob es sich um Fazieseinflüsse oder um andere Ursachen handelt.

Der petrographisch-stratigraphische Vergleich führt zu demselben Ergebnis: Die brackischen Vorkommen in Ostniederbayern und Oberösterreich sind gleich gegliedert und somit im gleichen Brackwasserbecken zur Ablagerung gekommen. Zu den brackischen Sedimenten um Ulm sowie von Niederösterreich und von Mähren bestehen dagegen nur im großen Verwandschaften, die auf gleiches Absatzmilieu schließen lassen; die im einzelnen unterschiedliche Ausbildung und Gliederung aber spricht entweder für eine Eigenentwicklung innerhalb eines großen Beckens, wahrscheinlicher aber noch für gänzlich getrennte Binnenbecken.

Es ist nicht bekannt, welche Umgestaltungen die verschiedenen Brackwasserbecken beim Übergang in die limnische Fazies erhalten haben, ob die Verbindungen zwischen ihnen enger oder die Isolierung verstärkt wurde. Wahrscheinlich waren sie fortdauernd durch Schwellenbereiche getrennt, die eine eigene petrographische und faunistische Entwicklung aufwiesen oder bei völliger Exposition ohne Sediment blieben (z. B. Albsteinschwelle).

2. Mehl-, Glimmer- und Schillsande

Die Mehl-, Glimmer- und Schillsande im Liegenden der Süßwassersande und -mergel müssen einem großen, zusammenhängenden Brackmeer zugeordnet werden. Darauf deutet die für jeden Abschnitt konstante petrographische Aus-

bildung in der Lateralen und Vertikalen hin, außerdem der abschnittweise gleichbleibende und auch insgesamt nur langsam veränderte Fossilinhalt. Die Artenarmut der Fauna in diesen Gliedern der Brackwassermolasse läßt auf einen Salzgehalt zwischen 3 und 8 ‰ schließen, denn gerade in diesem Salinitätsbereich wirkt sich einerseits die hohe Empfindlichkeit der meisten Süßwasserorganismen gegen Salzgehaltserhöhungen, anderseits der Artenschwund der Meeresorganismen bei Salzgehaltsverringerung stark artenreduzierend aus.

Die engschichtige Glimmer-Entmischung im mm- bis cm-Bereich, die Schräg-, Kreuz- und Flaserschichtungen, die Formen der Sedimentationskörper und alle übrigen Eigenheiten des meist unruhigen Gefüges weisen auf kräftige grundberührende Strömungen in den Mehl-, Glimmer- und Schillsanden hin, wie sie nur in weit offenstehenden Becken denkbar sind. Unregelmäßige Wasserstandsschwankungen und Strömungen, die durch Wind und Wasserstau und sogar Sturmfluten hervorgerufen werden, sind ja auch den rezenten großflächigen Brackmeeren eigentümlich. Die erhöhte Umlagerung des Bodens bei kräftiger Strömung wirkt sich biologisch negativ aus und dürfte ein Grund sein für die Individuenabnahme an Muscheln und Schnecken in Zeiten stärkerer Durchströmung, z. B. während der Sedimentation der Glimmersande. Hinweise auf Gezeitenströmungen fehlen in der niederbayerischen Brackwassermolasse, wie ja auch allen heutigen Brackmeeren eine Reduktion oder ein Fehlen von Ebbe und Flut gemeinsam ist (vgl. Remane, 1958, S. 145).

Die Gründe für die allmähliche Aussüßung des Brackmeeres sind zum Teil im Niederschlagswasser zu suchen. Zudem kann ein Süßwasserzustrom durch Flußeinmündungen von Süden nachgewiesen werden durch die Zufuhr von alpinem Detritus. Eine Einschüttung von Süden ist zur Zeit der Ablagerung der höheren Glimmersande direkt bewiesen durch die Pettenauer Schotter im Innbereich und die von hier bis weit nach Norden ausstrahlenden Kieseinstreuungen. Sie deuten auf eine kurzfristige Verschiebung der Südküste des Brackmeeres nach Norden und damit auf eine Verengung des brackischen Sedimentationsraumes; hierauf lassen auch die mit dem Schotter eingeschwemmten Heliciden bei Pettenau schließen (Mayr, 1957, S. 329). Am Ende dieser Regressionsphase steht die vorübergehende Aussüßungsperiode des Brackmeeres im Aussüßungshorizont, der nur noch ganz schwache brackische Einflüsse erkennen läßt.

Im Normalfall scheinen Verdunstung, Süßwasser- und Salzwasserzufuhr für jedes der tieferen, vollbrackischen Glieder der Süßbrackwassermolasse etwa im Gleichgewicht gestanden oder nur sehr langsam in Richtung Aussüßung zusammengewirkt zu haben. Sprunghafte Änderungen in der Salinität treten nur an den Grenzen der einzelnen Schichtglieder auf und dürften an Katastrophen (episodische Hebungen oder Senkungen; Strömungsverlagerung; Extremwasserstände) gebunden gewesen sein, worauf auch der synchrone Sedimentumschlag hindeutet.

3. Uniosande

Am Ende der Schillsand-Sedimentation setzen mit der Ablagerung der Uniosande einschneidende paläogeographische Umgestaltungen des Beckens ein. Sie leiten die allmähliche Verdrängung des Brackwassers durch Süßwasser ein und führen schließlich während der Sedimentation der Limnischen Süßwasserschichten zur Auflösung des zusammenhängenden Beckens in eine Seen- und Tümpellandschaft und gleichzeitig zur völligen Aussüßung. Der Grund für diesen Aussüßungsprozeß ist in der allmählichen, rhythmisch differenzierten Heraushebung des Gebietes bis über den Meeresspiegel zu suchen.

Die Uniosande sind somit ein Übergangsglied, das Merkmale der Brackwasser- und der Süßwassermolasse vereint. Die im gesamten Ablagerungsraum einheitliche Ausbildung der Uniosande und ihr wohlschichtiges, unruhiges Gefügebild sind noch Zeugnis eines weiten, zusammenhängenden, intensiv durchströmten Beckens wie zur Zeit der Mehl-, Glimmer- und Schillsande und stellen somit Relikte aus der vorangegangenen vollbrackischen Epoche dar. Dabei kann speziell aus der Ähnlichkeit der Uniosande mit den Glimmersanden auf ähnliche Einschüttung, Strömungsverhältnisse und Wassertiefen geschlossen werden (lithofazielle Rekurrenz). Gegenüber dem Ablagerungsraum der Schillsande dagegen war das Uniosand-Becken verflacht und dadurch dem grundaufwühlenden Seegang stärker ausgesetzt.

Anderseits bahnt sich in den Uniosanden schon die morphologische und fazielle Vielgestaltigkeit der Limnischen Süßwasserschichten an: Im Gegensatz zu den tieferen brackischen Schichten wechseln jetzt die Mächtigkeiten auf engem Raum rasch bis zum bereichsweise gänzlichen Auskeilen, so daß bereits auf eine Gliederung des Gesamtbeckens in kleine, differenzierte Ablagerungsräume geschlossen werden kann.

Deutlicher als im Sediment sind die Umgestaltungen des Beckens zur Zeit der Uniosande im Fossilinhalt dokumentiert. Der Einsatz der limnischen Fauna beweist einen markanten Milieuwechsel: Während Mehl-, Glimmer- und Schillsande — abgesehen von der episodischen limnischen Periode des Aussüßungshorizontes — brackische Stadien abnehmender Salinität im großen Aussüßungsvorgang darstellen, beginnt mit den Uniosanden endgültig die Verdrängung des Brackwassers durch das Süßwasser, die dann in den Limnischen und Fluviatilen Süßwasserschichten zur völligen und dauernden Aussüßung führt. Auch dieser Vorgang erfolgt allmählich, wie die aus brackischen und limnischen Arten wechselhaft zusammengesetzte Fauna der Uniosande beweist.

Solche zusammengesetzten Faunenvergesellschaftungen sind rezent aus vielen brackisch-süßen Gewässern bekannt. Sie können dort auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden, die aber in älteren Sedimenten häufig nicht mehr rekonstruierbar sind: Das Nebeneinander kann dadurch bedingt sein, daß gewisse euryhaline Süßwasserarten bis zu einer spezifischen Salinität gemeinsam mit brackischen Arten existieren können. Der Grund kann aber auch in örtlich oder zeitlich wechselnder Salinität im Becken liegen; Salzgehaltsschichtung, Salzgehaltsänderung in der Lateralen oder zeitlicher Salzgehaltswechsel sind ja für viele Brackwässer charakteristisch.

Vertikale Salzgehaltsschichtung tritt nach Remane (1958, S. 11) vor allem am Kontakt von Meer- und Brackwasser, an Flußmündungen sowie in salzhaltigen Kleingewässern und Strandseen auf. Für die Uniosande dürften diese Gegebenheiten nicht zutreffen; in ihrem großen, gut durchströmten und durchmischten Becken ist haline Schichtung mit dicht übereinanderliegenden Zonen unterschiedlicher Salinität und damit verschiedenen Faunen kaum denkbar. Aus dem gleichen Grund können engräumige laterale Salinitätsschwankungen ausgeschaltet werden. Lediglich lokal — nämlich im Bereich der Mündungsdeltas größerer Flüsse vor allem im Süden — sind raschere Salinitätsschwankungen in der Vertikalen und Lateralen in Betracht zu ziehen.

Im Becken selbst ist dagegen eher an einen mehrfachen zeitlichen Salzgehaltswechsel während der Ablagerung der Uniosande zu denken. Wechselnde Salinität am gleichen Ort wird rezent häufig beobachtet und kann vor allem in schwach halinen Brackwässern (Oligo- bis Meio-Mesohalinikum mit 0,5—8‰ Salzgehalt; vgl. Remane, 1958, S. 6) typisch sein. Schon eine geringe Süß- oder Salzwasserzufuhr — etwa durch anormale Niederschläge, Wind- und Strömungswirkung oder geographischen Umbau — kann unter diesen Bedingungen empfindliche Änderungen im Artenbestand verursachen.

Ein weiterer wichtiger Grund für das Nebeneinander limnischer und brackischer Formen in den Uniosanden ist in der Euryhalinie vieler Limnobien gegeben: Euryhaline Süßwasserbewohner können bis zu bestimmten Salzgehaltsstufen ins Brackwasser vordringen und neben den brackischen Arten existieren. Allerdings ist nur ein geringer Anteil der limnischen Arten euryhalin. Die Mehrzahl ist stenohalin, so daß die Auslese beim Übergang ins Brackwasser einen steilen Absturz der Artenzahl im oligo- und mesohalinen Bereich hervorruft. Ein derartiges „Artenminimum" ist in den Uniosanden — in Übereinstimmung mit den tieferen brackischen Gliedern und im Gegensatz zu den darüberfolgenden Limnischen Süßwasserschichten — durchaus gegeben (s. oben, S. 161) und deutet darauf, daß wir uns hier noch eher in schwach brackischem als in ausgesüßtem Milieu befinden. Von den euryhalinen limnischen Muscheln erreichen nach aktualgeologischen Untersuchungen in Mitteleuropa nur wenige die 5‰-Salinitätsgrenze, keine die 8‰-Grenze, sodaß wir auch aus diesem Grund für das Ablagerungsmilieu der Uniosande mit derartig geringer Salinität — wahrscheinlich Oligohalinikum (0,5—3‰ Salzgehalt) — rechnen müssen. Nach Remane (1958, Tab. S. 77) liegen z. B. die Grenzwerte des Salzgehaltes für rezente Arten von *Dreissensia* zwischen 3 und 5,6‰, von *Unio* und *Anodonta* zwischen 1 und (extrem) 5‰. Stärkere Euryhalinie finden wir bei den Schnecken.

Die normale Größenentwicklung der Süßwassermuscheln und -schnecken in den Uniosanden spricht keineswegs gegen brackisches Milieu; denn beim Vordringen der limnischen Arten ins Brackwasser muß es durchaus nicht — wie bei marinen Mollusken in verbrackenden Meeren — zu Größenreduktionen kommen. Im Gegenteil wächst z. B. *Unio pictorum* in rezenten, schwach salzigen Brackwässern besser als im süßen Wasser der Auen.

Während der Ablagerung der Limnischen Süßwasserschichten werden die paläogeographischen Umgestaltungen, die mit den Uniosanden einsetzten, fortgeführt: Das Gebiet wird allmählich über den Meeresspiegel herausgehoben. Das bislang einheitlich durchströmte Sedimentationsbecken wird von Inseln durchsetzt und löst sich schließlich in eine Seen- und Tümpellandschaft mit differenzierten Sedimenten und verändertem Sedimentgefüge auf. Die letzten Reste von Brackwasser werden allmählich durch Süßwasser verdrängt, die brackisch-limnische Fauna wird durch eine rein limnische ersetzt.

Die orographische Heraushebung über den Meeresspiegel und die dadurch bedingte Verflachung des Beckens sowie Abriegelung vom offenen Meer erfolgen nur langsam. Der oben beschriebene Gehalt an brackischen Fossilien neben der bisher bekannten limnischen Fauna läßt bis hoch hinauf in die Limnischen Süßwasserschichten auf Salzwasserzufuhr vom freien Meer — wenn auch nur intermittierend und lokal begrenzt — schließen. Für diese lange Zeit muß also ein Pendeln des Geländes etwa um den Meeresspiegel oder nur wenig höher angenommen werden. Anderseits tauchen in zunehmendem Maße Landstriche über den Wasserspiegel auf und bedingen die Entwicklung einer terrestrischen Fauna und Flora in enger Nachbarschaft mit der (brackisch-) limnischen Vergesellschaftung.

Die Auflösung des bis in die Zeit der Uniosande zusammenhängenden Sedimentationsbeckens dürfte sich über mehrere Stadien entwickelt haben. Die Anlage war bereits im brackischen Meer in einem — wohl mäßigen — Bodenrelief gegeben, das sich aber bei der Tiefe des damaligen Beckens noch nicht differenzierend auf die Sedimentation auswirkte. Erst mit der Verflachung zur Zeit der Uniosande kam es zu einer Gliederung des Gesamtbeckens in Spezialmulden und Untiefen mit unterschiedlich mächtiger Sedimentaufnahme. Da das ganze Becken dabei noch unter gleichmäßig durchströmter Wasserbedeckung stand, dauerten die einheitliche Sedimentation und das unruhige Strömungsgefüge, die für die vorausgegangenen brackischen Glieder typisch waren, weiterhin an.

Mit der weiteren Hebung des Areals an der Wende Uniosande/Limnische Süßwasserschichten tauchten die bislang untermeerischen Barren und Untiefen als abriegelnde Bänke, Nehrungen und Inselketten aus dem Meer auf. Das einheitliche Wasserbecken wurde in eine Landschaft von Abschnürungsbecken, Strandseen und Lagunen geringer Wassertiefe aufgelöst, die zunächst wohl noch mit dem offenen Meer durch schmale Durchlässe verbunden blieben. Solche noch nicht ganz ausgesüßten Strandseen sind durch das Nebeneinander brackischer und euryhalin-limnischer Arten im gleichen Lebensraum charakterisiert, wobei die Faunenvergesellschaftung je nach dem Grad der Aussüßung oder erneuter Salzwasserzufuhr rasch wechseln kann. In benachbarten Lagunen dürfte es zu Zeiten völliger Isolierung (Hebungsperioden) zu einer Eigenentwicklung der Faunen gekommen sein, zu Zeiten erneuter Öffnung und Kom-

munikation untereinander und mit dem Meer (Senkungsperioden) dagegen zu einer gemeinschaftlichen Entwicklung, gleichbleibend über weite Räume.

Hebungs- und Senkungsbewegungen sowie das Relief haben auch die Sedimentationsvorgänge bestimmt. Im Gegensatz zur früher herrschenden, gleichartig im gesamten offenen Brackwasser entwickelten Sedimentation kommt es in dieser Lagunenlandschaft zu einer wechselhaften Serie von Mergeln, Schluffen und Sanden in der Vertikalen und Lateralen. Die Sandfazies, die in den tieferen brackischen Gliedern den Hauptbestandteil der Sedimente ausgemacht hatte, tritt dabei zurück. Denn reine Sandböden benötigen für ihre Bildung und Erhaltung eine mittlere Wasserbewegung, wie sie zwar im gut durchströmten offenen Brackmeer gegeben war, in den kleinflächigen stehenden Gewässern der Limnischen Süßwasserschichten aber nur untergeordnet wirksam werden konnte, etwa an den Brandungsufern größerer Seen. Aus dem gleichen Grund werden auch Strömungs- und Entmischungstexturen, wie sie für die tieferen brackischen Ablagerungen typisch waren, in den Limnischen Süßwasserschichten selten. Tone, Schluffe oder Sande liegen hier in massig erscheinendem, unter ruhiger Seigerung gebildetem Gefüge vor; die Schichtung ist nicht mehr durch nachträgliche Sonderung und Entmischung infolge grundberührenden Seegangs hervorgerufen, sondern verstärkt durch den raschen Wechsel petrographisch unterschiedlicher Lagen. Auf Zeiten faziell differenzierter Ablagerungen in den Lateralen können — im Gefolge von Überflutungen — ausgedehntere, weitflächig einheitliche Sedimentdecken folgen, die als Leithorizonte über größere Bereiche verfolgbar sind.

Wechselnde Sedimente auf engem Raum und massig erscheinendes Gefüge infolge der ruhigen Sedimentation traten in noch verstärktem Maße auf, als bei weiterer Heraushebung die Lagunenlandschaft in eine Platte schwach brackischer bis limnischer Seen und Tümpel überging. Aus aktualgeologischen Vergleichen ist die ökologische Vielfalt solcher Kleingewässer infolge der individuellen Faktorenkonstellation bekannt. Im großen aber erweist sich die Besiedlung der Tümpel als weitgehend gleichartig, wobei die Mehrzahl der Arten mit denen in ruhigen Buchten von Strandseen übereinstimmt (Remane, 1958, S. 182). Das brackische Milieu kann sich in den größeren, tiefen Wasserbecken noch lange nach dem Abschluß vom Salzwasserreservoir halten, bevor es durch Niederschlag und Zuflüsse endgültig aussüßt. Kleinere, flachere Tümpel werden schneller ausgesüßt, so daß sich nebeneinander Becken unterschiedlicher Salinität befinden. Gelegentlich können die Marschen und Wälle, welche die Seen und Tümpel untereinander und vom Brackmeer trennen, überflutet werden, wobei es durch die neuerliche Aufsalzung zur plötzlichen Änderung der gesamten physikalischen und chemischen Milieubedingungen und damit zur abrupten Umbildung der Faunengemeinschaft kommt.

Das „Artenminimum", das im Brackmeer bei Salzgehalten um $3^0/_{00}$ typisch war und abgeschwächt auch noch im Lagunenstadium andauerte, wurde zur Zeit der Limnischen Süßwasserschichten abgelöst von einer viel artenreicheren Fauna, da neben den brackischen und euryhalin-limnischen Arten verbrackter Tümpel

jetzt auch die größere Vielfalt stenohaliner Limnobien in den ausgesüßten Wässern existenzfähig wurde. In den Uferbereichen der Seen und Tümpel bildeten sich Zonen üppigen Pflanzenwuchses heraus, die zur Vermoorung führten und uns in den Braunkohlenhorizonten und den pflanzenreichen, typisch humusbraunen Lagen der Limnischen Süßwasserschichten erhalten sind. In den subaerisch freiliegenden Landstrichen zwischen den Kleingewässern siedelte sich eine terrestrische Fauna — vor allem Landsäuger und Landschnecken — an, die umgelagert und gegen die Wassermulden abgeschwemmt wurde und sich heute in Begräbnisgemeinschaft mit der limnischen Fauna findet.

5. Fluviatile Süßwasserschichten

Die fortdauernde Hebung des Areals führte schließlich zur Ablösung der Limnischen durch die Fluviatilen Süßwasserschichten. Die Grenze ist über weite Bereiche durch eine Erosionsdiskordanz gegeben, die am klarsten nördlich der Rott im Bereich der Hoisberger Rinne aufgeschlossen ist. Aber auch dort, wo kein Erosionsrelief nachweisbar ist — etwa zwischen Inn und mittlerer Rott — dürfte ein Hiatus zwischen beiden Schichten vorliegen. Die über den Limnischen Süßwasserschichten folgenden und bis an die Wende Miozän/Pliozän dauernden Kies- und Sandserien mit ihrer spärlichen Landfauna sind nicht mehr — wie die tieferen Schichten — in stehenden, sondern von fließenden Gewässern flächenhaft aufgeschüttet worden. Nur ganz untergeordnet finden sich fossilarme pelitische Ablagerungen stehender Gewässer eingeschaltet, die eher Altwässern und Überschwemmungsgebieten als limnischen Arealen zuzuordnen sind. Auf die mehrmalige großrhythmische Wiederholung der Abfolge Kiesschüttung — Abdeckung durch Feinkornsedimente — nachfolgender Hiatus bzw. Erosionsdiskordanz wurde weiter oben (S. 164 ff.) eingegangen.

Der in Gestein, Fazies, Sedimentationsmechanismus und Fauna gleichermaßen markante Einschnitt an der Grenze Limnische/Fluviatile Süßwasserschichten rechtfertigt es, hier auch die Grenze der beiden großen Einheiten SBM und OMM zu fixieren.

G. Ergebnisse

Die „Süßwassersande und -mergel" sind die oberste Einheit der SBM in Ostniederbayern. Ihre bisherige Einstufung ins Torton ist unbegründet; viel wahrscheinlicher ist oberhelvetisches Alter. Die Süßwassersande und -mergel, deren Petrographie und Gefüge eingehend beschrieben werden, können gegliedert werden in die Uniosande (0—10 m mächtig) und in die darüber folgenden Limnischen Süßwasserschichten (bis 60 m mächtig). Beide Schichtglieder sind gekennzeichnet durch das Nebeneinander von brackischen und limnischen Fossilien, nach oben zunehmend auch Landfaunen und -floren. Während die brackischen Einflüsse in den Uniosanden noch vorzuherrschen scheinen, sind sie in den Limnischen Süßwasserschichten nur noch intermittierend und kurzdauernd wirksam und klingen nach oben ganz aus.

Uniosande und Limnische Süßwasserschichten gehören zu der großen Aussüßungsfolge, die von der OMM über die abnehmend salinaren brackischen und limnischen Glieder der SBM bis zu den völlig ausgesüßten fluviatilen Sedimenten der OSM reicht. In dieser mächtigen Folge

ist lückenlos die allmähliche Aussüßung des Molassemeeres dokumentiert, wobei aktualgeologische Vergleiche mit den heutigen Brackmeeren des pontokaspischen Gebietes möglich sind.

Die allmähliche Aussüßung ist dadurch begründet, daß die Beckenabsenkung, die während der Ablagerung der OMM ständig die Sedimentationsrate kompensierte oder überwog, verlangsamt oder gar in eine Aufwärtsbewegung umgekehrt wurde. Das führte gemeinsam mit der Aufschüttung durch Detritus zu einer langsamen Heraushebung. Die generelle Aufwärtsbewegung wurde im einzelnen durch ein rhythmisches Auf und Ab des Beckenbodens differenziert. Dabei können großrhythmische Bewegungen, die deutlich verändernd auf Sedimentation, Fazies und Fauna einwirkten, von Kleinrhythmen unterschieden werden, die nur unter günstigen Voraussetzungen (litho- und milieufazielle Grenzsituationen; ungestörte Ablagerung; Konservierung) im Gestein abgebildet wurden.

Die Hebung des Gebietes führte zunächst zur Abtrennung eines großen, zusammenhängenden, kräftig durchströmten Brackmeerbeckens vom offenen Meer. Hier kam es während des ersten Großrhythmus zur Ablagerung der vollbrackischen Mehl- und Glimmersande und schließlich zu einer erstmaligen orographischen Heraushebung über den Meeresspiegel im Aussüßungshorizont. Mit der folgenden, kurzfristigen Beckenabsenkung, die zur Sedimentation der brackischen Schillsande führte, beginnt der zweite Großzyklus, der über die Uniosande bis in die Limnischen und Fluviatilen Süßwasserschichten andauert. In den Uniosanden dokumentiert sich erneut — kleinrhythmisch differenziert — die Heraushebung über den Meeresspiegel, so daß sich im Sediment wie in der Fauna Merkmale der Brackwasser- und der Süßwassermolasse vereinen: Das vollbrackische Stadium wird vom Lagunenstadium abgelöst. Während der Ablagerung der Limnischen Süßwasserschichten setzen sich die paläogeographischen und faziellen Umgestaltungen fort; das bislang einheitlich durchströmte Becken wird in zunehmendem Maße von Inseln durchsetzt und löst sich schließlich in eine Seen- und Tümpellandschaft mit differenzierten, sandärmeren Sedimenten ohne Entmischungstexturen auf. Dabei beweisen die andauernden schwachen brackischen Einflüsse, daß das Gebiet bis hoch in die Limnischen Süßwasserschichten etwa um den Meeresspiegel oder nur wenig höher pendelte.

Die weitere Hebung des Areals führte schließlich zur völligen Exposition und damit zur Ablösung der Limnischen durch die Fluviatilen Süßwasserschichten, auf deren Gliederung näher eingegangen wird. Dieser in Gestein, Fazies, Fauna und Sedimentationsmechanismus gleichermaßen deutliche Einschnitt wird zudem durch einen Hiatus mit stellenweise tiefgreifender Erosionsdiskordanz markiert. Somit ist es gerechtfertigt, hier die Grenze zwischen den beiden großen Einheiten SBM und OSM zu fixieren.

Literatur

Aberer, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50,** 1957, S. 23—94, Wien 1958.

Ammon, L. v.: Die Fauna der brackischen Tertiär-Schichten in Niederbayern. — Geognost. Jh., **1,** S. 1—22, Cassel 1888.

Batsche, H.: Geologische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse Ostniederbayerns. — Beih. Geol. Jb., H. 26, S. 261—307, Hannover 1957.

Beschoren, B.: Die Vorlandmolasse im Gebiet der unteren Isar. — Erläut. Geol. Übers.-Karte Süddtsch. Molasse 1:300000, S. 59—67, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1955.

Braumüller, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. — Erdoel-Z., **77,** S. 3—14, Wien — Hamburg 1961.

Buchner, A.: Geologische Untersuchungen auf Blatt Landau 534 (Niederbayern) 1:25000. — Dipl.-Arbeit Univ. München, 106 S., München 1963 (Mskr.).

Cicha, I. & Čtyroky, P.: Poznámky ke stratigrafii moicénn Paratethydy. (Bemerkungen zur Stratigraphie vom Miozän der Paratethys). — Sborník Ústr. úst. geol., odd. paleont., **27,** S. 279—313, Prag 1962.

Dehm, R.: Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. — Neues Jb. Geol. u. Paläontol., **1951,** Mh., S. 140—152, Stuttgart 1951.

Dehm, R.: Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — Erläut. Geol. Übers.-Karte Süddtsch. Molasse 1:300000, S. 81—88, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1955.

Grimm, W.-D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). — Beih. Geol. Jb., H. 26, S. 97—199, Hannover 1957 (= 1957).

Grimm, W.-D.: Sedimentpetrographische Untersuchung der Molasse-Bohrungen Schwabmünchen 1, Siebnach 1 und Rieden 1. — Geologica Bavarica, Nr. 33, 35 S., München 1957 (= 1957 a).

Grimm, W.-D.: Der Schillhorizont in der ostniederbayerischen Süßbrackwassermolasse und seine bergbauliche Gewinnung. — Geol. Mitt., **4,** S. 221—252, Aachen 1963.

Gümbel, C. W. v.: Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete und die Stellung des Schliers von Ottnang. — S.-B. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl., H. 2, S. 221—325, München 1887.

Gümbel, C. W. v.: Geologie von Bayern, II: Geologische Beschreibung von Bayern. — 1184 S., Cassel (Fischer) 1894.

Hagn, H.: Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **105,** 1953, S. 324—359, Hannover 1955.

Hiltermann, H.: Klassifikation der natürlichen Brackwässer. — Erdöl u. Kohle, **2,** S. 4—8, Hamburg 1949.

Klüpfel, W.: Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. — Abh. Gießener Hochschulges., **3,** 90 S., Gießen (Töpelmann) 1923.

Kraus, E.: Baugeschichte und Erdölfrage im Tertiär Niederbayerns. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, H. 31/32, 70 S., München 1938.

Lemcke, K. u. v. Engelhardt, W. & Füchtbauer, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. Geol. Jb., H. 11, 109 S., Hannover 1953.

Mayr, M.: Geologische Untersuchungen in der ungefalteten Molasse im Bereich des unteren Inn. — Beih. Geol. Jb., H. 26, S. 309—370, Hannover 1957.

Meyer, B. L.: Mikrofloristische Untersuchungen an jungtertiären Braunkohlen im östlichen Bayern. — Geologica Bavarica, Nr. 25, S. 100—128, München 1956.

Neumaier, F.: Das ostniederbayerische Tertiär. — Erläut. Geol. Übers.-Karte Süddtsch. Molasse 1:300000, S. 68—80, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1955.

Neumaier, F. & Wieseneder, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär (Blatt Griesbach und Birnbach). — S.-B. bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 1939, S. 177—252, München 1939.

Papp, A.: Bemerkungen über Vorkommen und Variabilität der Bivalvengattung Oncophora. — Verh. Geol. Bundesanst., **1955,** S. 120—133, Wien 1955.

Reineck, H.-E.: Longitudinale Schrägschicht im Watt. — Geol. Rdsch., **47,** S. 73—82, Stuttgart 1958.

Reineck, H.-E.: Sedimentbewegungen an Kleinrippeln im Watt. — Senck. leth., **42,** S. 51—67, Frankfurt a. M. 1961.

Remane, A.: Ökologie des Brackwassers. — In: Remane, A. & Schlieper, C.: Die Biologie des Brackwassers. — Die Binnengewässer, **22,** S. 1—216, Stuttgart (Schweizerbart) 1958.

Schäfer, W.: Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. — 666 S., Frankfurt a. M. (Kramer) 1962.

Schauerte, E.: Die Geologie des Blattes Haidenburg und seiner Umgebung. — Diss. Univ. München, 145 S., München 1962 (Mskr.).

Schiessl, K.-H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Blatt Pleinting 537 / Niederbayern. — Dipl.-Arbeit Univ. München, 91 S., München 1960 (Mskr.).

Schiessl, K.-H.: Die Verteilung der Schwermineralien in der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. — Diss. Univ. München, 78 S., München 1962 (Mskr.).
Schlickum, W. R.: Die Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse von Ober- und Unterkirchberg. — Arch. Moll., **92,** S. 1—10, Frankfurt a. M. 1963.
Straub, E. W.: Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a. d. Donau. — Geol. Jb., **66,** S. 433—524, Hannover 1952.
Suess, F.-E.: Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. — Ann. k. k. naturhist. Mus., **6,** S. 407—429, Wien 1891.
Sutter, C.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Blatt Gergweis/Niederbayern. — Dipl.-Arbeit Univ. München, 83 S., München 1960 (Mskr.).
Tillmann, H. & Kirschhock, E.: Neuere Untersuchungen im Braunkohlen-Tertiär der Oberpfalz. — Geologica Bavarica, Nr. 21, 52 S., München 1954.
Wappenschmitt, I.: Zur Geologie der Oberpfälzer Braunkohle. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, H. 25, 68 S., München 1936.
Wittmann, D.: Gliederung und Verbreitung der Süßbrackwassermolasse in Ostniederbayern. — Beih. Geol. Jb., H. 26, S. 49—94, Hannover 1957.
Zöbelein, H. K.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär (Blatt Pfarrkirchen). — Neues Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd., **84** B, S. 233—302, Stuttgart 1940.

Druck: Carl Gerber Grafische Betriebe KG, München 5

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01428 9433